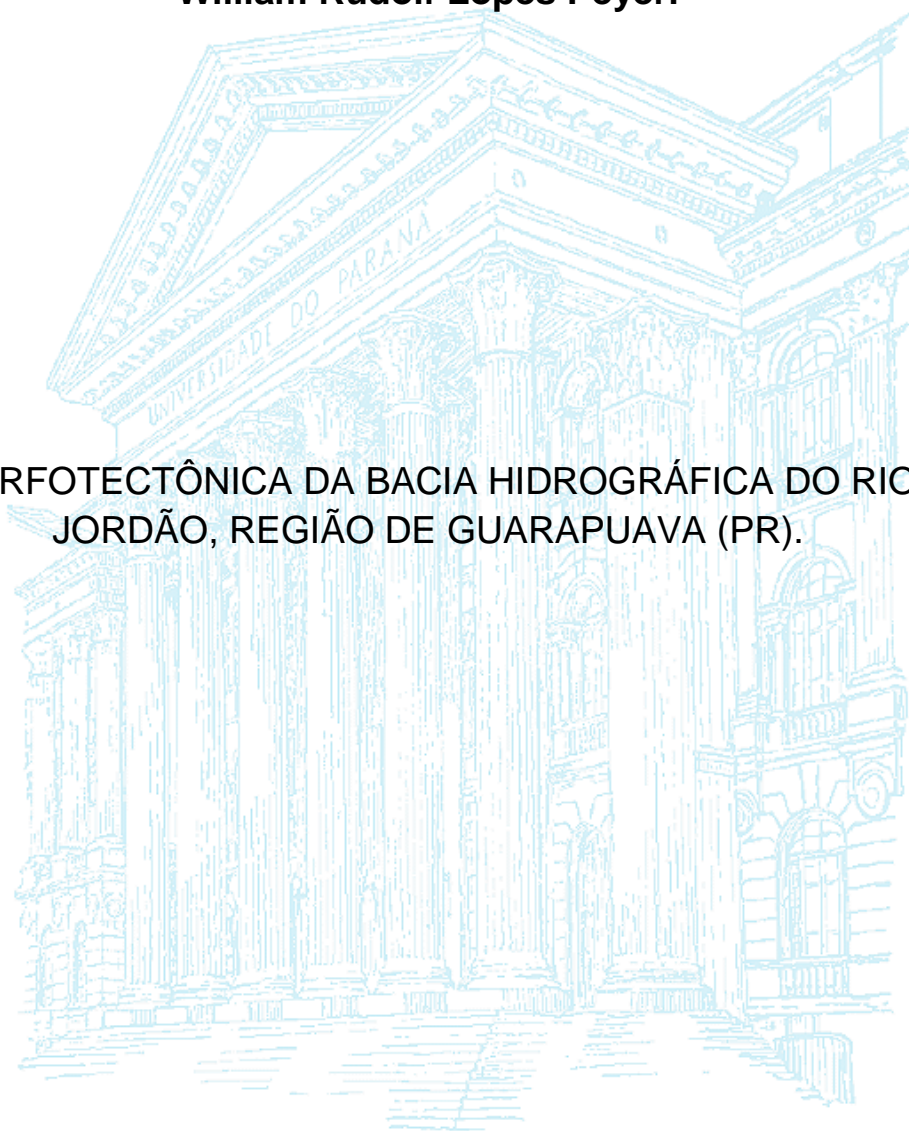


**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

William Rudolf Lopes Peyerl

**MORFOTECTÔNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
JORDÃO, REGIÃO DE GUARAPUAVA (PR).**



Curitiba, 2016

William Rudolf Lopes Peyerl

**MORFOTECTÔNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
JORDÃO, REGIÃO DE GUARAPUAVA (PR).**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Dissertação de Mestrado em
Geologia Ambiental, na Linha de
Pesquisa de “Análise Multitemporal,
Neotectônica e Riscos Geológicos”.

Curitiba, 2016

Peyerl, William Rudolf Lopes

Morfotectônica da bacia hidrográfica do Rio Jordão, Região de
Guarapuava (PR) / William Rudolf Lopes Peyerl. – Curitiba, 2016.
78 f. : il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor
de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia
Ambiental.

Orientador: Eduardo Salamuni

Bibliografia: p.67-78

1. Geologia estrutural. 2. Geomorfologia 3. Bacias hidrográficas.
I. Salamuni, Eduardo. II. Título.

CDD 551.8

TERMO DE APROVAÇÃO

WILLIAM RUDOLF LOPES PEYERL

"Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Jordão, região de Guarapuava (PR)."

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva - UFRRJ



Prof. Dr. Barbara Trzaskos - UFPR



Prof. Dr. Eduardo Salamuni – UFPR
Presidente

Curitiba, 24 de agosto de 2016.

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer ao professor Eduardo Salamuni por ter me orientado durante esses 2 anos de pós-graduação, pelos ensinamentos e pelas muitas conversas que tivemos durante esse tempo. Também gostaria de agradecer a todos os outros membros do grupo Neotectônica da UFPR, em especial a Edenilson Nascimento e a Gustavo Queiroz, que auxiliaram na utilização das ferramentas necessárias em algumas etapas do projeto.

Agradeço à pós-graduação em Geologia pela oportunidade, em especial ao secretário da pós Kazutoshi Matsugano, que resolveu muitos problemas mesmo antes de terem acontecido.

Agradeço à UFPR pela estrutura e a CAPES pela bolsa que recebi no segundo ano de mestrado.

Agradeço aos professores da pós, sempre dispostos a nos guiar e ensinar, em especial aos professores Barbara Trzaskos, Alberto Pio Fiori e Luis Alberto Fernandes por me darem uma segunda chance quando eu falhei.

Agradeço aos amigos que me ajudaram durante o curso do mestrado:

Aos que me auxiliaram nas aulas de campo, Rafael Beruski, Larissa Santos e Gabriel Fontanella, sem os quais não teriam sido viáveis duas das quatro etapas de campo.

À Cristiano Sangiski, à Bruno Chiarello e ao meu irmão Wagner-Otto pela ajuda na edição das ilustrações.

À Fábio Berton e Renata Zanella pela leitura de trechos da dissertação e pelas colaborações ao volume final.

E um agradecimento especial ao meu amigo Leonardo Barão, que me auxiliou em diversos momentos e sempre foi um amigo para todas as horas.

Por último, mas não menor importante, gostaria de agradecer aos meus amigos e familiares que estiveram ao meu lado e me ajudaram nos momentos mais difíceis, em especial aos meus padrinhos Vera e Lourival, que em todas as vezes em que eu precisei estavam lá para me dar a mão.

Resumo

A bacia hidrográfica do rio Jordão localiza-se na região centro-sul do estado do Paraná, nas cercanias de Guarapuava, onde afloram os basaltos e traquitos (Tipo Chapecó) da Província Ígnea do Paraná, que por sua vez está inserida na Bacia Sedimentar do Paraná. Essas rochas vulcânicas são da série toleítica e se formaram durante a o Cretáceo Inferior na conjuntura de ruptura do supercontinente Gondwana. Apesar de a Bacia do Paraná se localizar no interior da placa Sul-americana, ela é submetida aos esforços provenientes das bordas da placa, que são conduzidos pelas grandes estruturas presentes no embasamento da bacia. Na bacia do rio Jordão esses esforços foram transmitidos através da Zona de Falha Taxaquara, uma estrutura NE-SW formada durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico), mesmo contexto geotectônico de formação da Falha da Lancinha-Cubatão, com a qual se une no leste do estado de São Paulo. A morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Jordão foi estudada por meio de levantamentos de campo, análises morfométricas e interpretação de imagens de sensores remotos. O produto dessas análises permitiu definir ao menos três eventos que contribuíram para a configuração do relevo da bacia hidrográfica do rio Jordão, dois deles provocando reativações na Zona de Falha Taxaquara. Entre o primeiro e o segundo evento desenvolveu-se ao redor do rio Jordão uma superfície aplainada com forma semicircular e relevo suavemente ondulado, provavelmente análoga a superfície de Cristas Médias, formada no Terciário Médio (final no Paleógeno). Essa superfície balizou a idade dos eventos descritos, sendo o primeiro anterior a sua formação e os outros dois posteriores, responsáveis pela sua denudação. O primeiro evento (D1) gerou um sistema de drenagens NE-SW e ENE-WSW e interflúvios paralelos a essas drenagens, a grande maioria desses localizados no interior do pediplano do Jordão. A direção dos esforços compressivos máximos desse evento foi 225/02 (N45E) e foi responsável pela reativação sinistral da Zona de Falha Taxaquara. A idade desse evento não pode ser precisamente definida, apenas como sendo mais antiga que o terciário médio (pela existência do pediplano do Jordão); um evento que possivelmente pode equivaler a esse foi definido nas rochas alcalinas do maciço de Cananéia, sudeste do estado de São Paulo, ocorrido entre o final do Cretáceo e o início do Paleógeno; outra possibilidade é a de ser o mesmo evento que primeiramente deformou os sedimentos das bacias tafrogênicas do sudeste Brasileiro durante o Mioceno. Posteriormente, o evento D2 provocou a formação de lineamentos NNE-SSW, que romperam os interflúvios formados em D1 e capturaram as drenagens NE-SW preexistentes, dentre elas o alto Jordão, gerando o cânion que liga o alto ao baixo Jordão. A direção do paleotensor responsável por esse evento foi 182/11 (N02E) e foi

definido em estudos anteriores como de idade entre o Plioceno e Pleistoceno. O evento D3 reativou a Zona de Falha Taxaquara com cinemática dextral e componente normal, por um tensor 275/15 (N85W) que ainda encontra-se ativo. Esse evento formou – paralelamente a Zona de Falha Taxaquara um conjunto de drenagens assimétricas associadas a um sistema de vales que é responsável pela aceleração da denudação do pediplano do Jordão.

Palavras-Chave: Zona de Falha Taxaquara; Tectônica Cenozoica; Análise Morfométrica; Província Ígnea do Paraná; Geomorfologia.

Abstract

The Jordão watershed is located in the south central part of the Paraná State (South Brazil), next to the city of Guarapuava. The region is characterized by conspicuous outcrops of basalts and trachytes (Chapecó type) that are part of the Paraná Large Igneous Province. The igneous province is associated with an extensive basic volcanic phase that took place during Lower Cretaceous in the intracratonic Paraná Basin. Despite the position of those volcanic rocks in the intracratonic portion of the South American Plate, the landscape of the study area is a result of the balance between the stresses from the edges of the plate, conducted by great shear zones in the basement of the Paraná Sedimentary Basin. The carrier of the stresses that affect the Jordão watershed is the Taxaquara Strike-Slip Shear Zone, a structure generated during the late stages of Gondwana amalgamation associated with the Brazilian Cycle in Late Proterozoic. The deformation events that shaped the landscape of the Jordão watershed were addressed with the use of field surveys and morphometric tools, including studies of drainage patterns and anomalies, as well as remote sensing image analysis. The results allow the interpretation that at least three events contributed to configure the present-day relief of the Jordão watershed, two of them associated with the reactivation of the Taxaquara Strike-Slip Shear Zone. Between the first and second event, an alveolar planation surface developed around the Jordão River. This surface is analog to the Middle Tertiary *Cristas Médias* surface, which served as chronostratigraphic marker. Drainage patterns of the Jordão watershed have proffered a N60-70E main direction, most of them located in the Jordão surface. These watercourses are sub parallel to the Taxaquara Strike-Slip Shear Zone, and were formed during the first event (D1) with σ_1 225/02 (N45E), associated with the reactivation of the shear zone with sinistral movements. The age of this event is uncertain, and it may be the same event that caused deformation of the Cananéia Alkaline Massif (Late Cretaceous to Early Paleogene), or corresponding to the first event of deformation in the tectogenic basins of the southeastern part of Brazil during the Miocene. Both others events are responsible for the partial denudation of

the Jordão surface, and consequently are subsequent of it. D2 caused the formation of several NNE-SSW-trending lineations over the Jordão Surface. During D2, old interfluvies were broken, causing the capture of these drainages by the Jordão River, located over the Taxaquara Strike-Slip Shear Zone. The paleotensions responsible for this event had 182/11 (N02E) directions, and their ages are defined as Pliocene-Pleistocene in previous researches. The last reactivation event (D3) still active in present day, and caused the dextral-normal reactivation of the Taxaquara Strike-Slip Shear Zone, with tensions with 275/15 (N85W) direction. This last event is responsible for the formation of ENE-WSW- and WNW-ESE-oriented valleys, and for the acceleration of the processes of denudation of the Jordão surface in the left margin of the watershed.

Key words: Taxaquara Strike-Slip Shear Zone; Cenozoic Tectonics, Morphometric Analysis; Paraná Large Igneous Province; Geomorphology.

Sumário

Capítulo 1 – Apresentação	10
1.1 Introdução	10
1.2 Objetivos	12
1.3 Estrutura da Dissertação	13
Capítulo 2 - Localização	14
Capítulo 3 – Materiais e Métodos.....	16
3.1 Pesquisa Bibliográfica.....	16
3.2 Análise das imagens de satélite, do relevo e da rede de drenagem da BHRJ.....	17
3.3 Levantamentos de Campo e Técnicas de Classificação de Falhas.....	21
3.4 Compilação de Dados e Construção de Mapas e Diagramas	22
Capítulo 4 – Referencial Teórico	23
4.1 Modelos de fraturamento	23
4.2 Cinemática.....	28
Capítulo 5 – Geologia Regional	33
5.1 Bacia do Paraná	33
5.2 Evolução estrutural da Bacia do Paraná.....	38
5.3 Evolução Cretácea - Cenozoica da Bacia do Paraná.....	40
Capítulo 6 – Artigo.....	44
Capítulo 7 – Conclusões	65
Capítulo 8 – Referências Bibliográficas	67

Lista de Figuras

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JORDÃO (BHRJ).....	14
FIGURA 2: MAPA GEOMORFOLÓGICO DO PARANÁ.	15
FIGURA 3: PADRÕES BÁSICOS DE DRENAGEM.	18
FIGURA 4: FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM DE COX (1994).....	19
FIGURA 5: FATOR DE SIMETRIA TOPOGRÁFICA TRANSVERSA DE HARE & GARDNER (1985).	20
FIGURA 6: MODELO DE FRATURAS DE RIEDEL (1929).	24
FIGURA 7: MODELO DE FRATURAS DE ANDERSON (1951).....	24
FIGURA 8: DECOMPOSIÇÃO DOS VETORES F.....	25
FIGURA 9: CÍRCULO DE MOHR-COULOMB.....	26
FIGURA 10: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DAS ÁREAS DE ESTABILIDADE E INSTABILIDADE NO CÍRCULO DE MOHR-COLOUMB.....	27
FIGURA 11: ÂNGULOS ENTRE OS PLANOS DE CISALHAMENTO E O TENSOR MÁXIMO EM FALHAS NORMAIS E INVERSAS.....	27
FIGURA 12: MODELO DOS DIEDROS RETOS DE ANGELIER E MECHLER (1977).	28
FIGURA 13: OS TRÊS ESTILOS DE FALHAS DE ANDERSON (1951).....	28
FIGURA 14: ILUSTRAÇÃO DOS INDICADORES CINEMÁTICOS.....	32
FIGURA 15: MAPA SIMPLIFICADO DA BACIA DO PARANÁ.....	35
FIGURA 16: MAPA PRÉ- <i>DRIFT</i> DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ.....	37
FIGURA 17: MODELO DE FORMAÇÃO DOS DERRAMES INFLADOS.....	38
FIGURA 18: O <i>RIFT</i> CENTRAL (NE-SW) DA BACIA DE PARANÁ.....	39
FIGURA 19: EVENTOS TECTÔNICOS POSTERIORES A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ.....	43
FIGURA 20: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JORDÃO (BHRJ).	46
FIGURA 21: MAPA GEOLÓGICO DA BHRJ.	47
FIGURA 22: MAPA DE DECLIVIDADES DA REGIÃO DA BHRJ.....	50
FIGURA 23: IMAGENS DO RELEVO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JORDÃO..	51
FIGURA 24: REDE DE DRENAGEM DO RIO JORDÃO.....	53
FIGURA 25: FEIÇÃO DOS PLANOS DE FRATURA.....	56
FIGURA 26: ESQUEMA COM AS MEDIDAS ESTRUTURAIS PERTENCENTES A CADA UM DOS TRÊS EVENTOS	58
FIGURA 27: MAPA TECTÔNICO DA BHRJ	61

Capítulo 1 – Apresentação

1.1 Introdução

As formas de relevo são produto da interação entre os litotipos, a tectônica e o clima (Nascimento *et al.*, 2013), sendo primeiramente observado na rede de drenagem os primeiros reflexos da variação de qualquer um desses agentes (Schumm, 1986). O modelo de Davis (1889) destaca a importância fluvial como maior agente erosivo e modelador do terreno, sendo responsável pela formação de superfícies aplainadas balizadas pelo nível de base fluvial.

Desde King (1953) a ideia de evolução do terreno a partir da ação concomitante de agentes exógenos e endógenos tem se tornado predominante na geomorfologia. A alternância entre o aplainamento (*backwearing*) e o entalhamento (*downwearing*) ocorre pela predominância de um desses agentes sobre o outro, fazendo com que o processo de entalhamento/aplainamento possa ser revertido em curtos espaços de tempo.

Essa situação é bem exemplificada na evolução da Bacia Sedimentar do Paraná, onde houve vários ciclos de deposição e aplainamento em sua história, responsáveis pela formação das seis supersequências de Milani (1997). A alternância entre os ciclos de erosão/aplainamento e subsidência na Bacia do Paraná foi provocada pelos ciclos tectônicos andinos e pré-andinos ocorridos na margem ocidental do Gondwana (Milani & Ramos, 1998).

A tectônica responsável pela origem das supersequências da Bacia do Paraná sempre se manifestou pela reativação de zonas de falha pré-cambrianas presentes em seu substrato (Soares *et al.*, 1982), que ao se movimentarem geraram novos espaços de acomodação. Essas zonas de falha possuem padrão bimodal, com direções N45-65W e N50-70E (Zalán *et al.*, 1990); os primeiros incluem os três grandes arcos NW-SE presentes na Bacia do Paraná – Arco de Ponta Grossa, Sinclinal de Torres e Arco do Rio Grande do Sul – e influem em sua evolução desde o Devoniano (Supersequência Paraná). Os lineamentos NE-SW são provenientes de reativações de antigas zonas de cisalhamento brasileiras (Zalán *et al.*, 1990) e se manifestam desde a

origem da bacia no Ordoviciano (Supersequência Rio Ivaí); Segundo Milani *et al.* (1995) esse sistema de falhas foi responsável pela formação do *Rift* Central que precedeu a Bacia da Paraná. Zalán *et al.* (1986) defende a existência de um terceiro *trend*, de direção E-W e idade possivelmente Mesozoica, geradas pela reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), responsável pela ruptura do Gondwana e consequente abertura do oceano Atlântico Sul.

A zona de falha Taxaquara (ZFT) é uma das estruturas NE-SW da Bacia do Paraná e se estende desde o estado de São Paulo, onde foi originalmente descrita por Hennies *et al.* (1967), até o estado de Santa Catarina. No estado de São Paulo a ZFT corta sequências metassedimentares e complexos gnáissico-granitóides Neoproterozoicos com cinemática dextral (Morales *et al.*, 2014). O prolongamento dessa estrutura a sudoeste foi reconhecido por Zalán *et al.* (1986) por meio de imagens de satélite, embora as deformações geradas por sua atividade não tenham sido anteriormente descritas.

A localização da ZFT no estado do Paraná incide nas cercanias de Guarapuava, localizada na região centro-sul do estado e início do terceiro planalto paranaense, que marca o aparecimento das rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná (PMP) que se estendem até além das fronteiras brasileiras com o Paraguai e a Argentina.

As rochas vulcânicas da PMP possuem composição predominantemente basáltica, e na região estão associados a derrames de traquitos do tipo Chapecó (Nardy *et al.*, 2011) pertencentes a mesma província magmática. Ao todo há três derrames do tipo Chapecó nas proximidades de Guarapuava (MINEROPAR, 2005), homônimos aos municípios onde se encontram; o maior deles com forma semicircular se localiza no município de Guarapuava e os dois menores, de forma alongada, mais ao sul do primeiro, nos municípios de Pinhão e Candói.

O foco original da pesquisa foi a diferenciação estrutural entre as deformações encontradas nos basaltos tipo e nos traquitos, entretanto, já no início dos trabalhos foi detectada a presença de uma grande zona de falha no local, mais tarde reconhecida como a ZFT, que então se tornou o principal objeto da pesquisa, juntamente com a bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ), morfoestruturalmente controlada pela primeira, e que abriga os três platôs anteriormente citados.

A análise morfotectônica da BHRJ foi realizada visando preencher a lacuna sobre a evolução tectônica Cenozoica da Bacia do Paraná, correlacionando os eventos ali atuantes com os já anteriormente descritos nas bacias tafrogênicas de Curitiba (Salamuni *et al.*, 2004 e Chavez-Kuz e Salamuni, 2008) e do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini 1989, 1995, Salvador 1994 e Salvador e Riccomini, 1995), procurando compreender melhor a atuação e a amplitude desses eventos.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desse foi a definição dos eventos de deformação que atuaram sobre a bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ), em especial aqueles que reativaram a Zona de Falha de Taxaquara.

Para alcançar esse objetivo foi necessária a obtenção de alguns objetivos prévios:

- Separar as porções do relevo mais antigas e aplainadas das zonas mais jovens e acidentadas.
- Delimitar as zonas homólogas estruturais da área.
- Correlacionar às zonas dos itens anteriores, quando possível, com os episódios de reativação da Zona de Falha Taxaquara.
- Determinar a influência tectônica sobre as feições de relevo da BHRJ.
- Determinar os campos de tensão atuantes nesses eventos.
- Correlacionar estes eventos com outros eventos já descritos nas bacias tafrogênicas.

1.3 Estrutura da Dissertação

Esse volume foi escrito em forma de artigo, formato vigente na pós-graduação em Geologia da UFPR do Paraná, e foi dividido em oito capítulos. Devido a esse modelo muitas informações serão repetidas, sendo mencionadas tanto nos capítulos da dissertação quanto no artigo.

O primeiro capítulo é a apresentação do volume, onde consta a introdução, o estado da arte, a justificativa e os objetivos da pesquisa. No segundo capítulo estão a localização da área de estudo e da também as informações gerais sobre a bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ).

Os materiais e métodos encontram-se no capítulo 3, e foi dividido nas quatro fases da pesquisa, I) Pesquisa bibliográfica, II) Análise morfométrica, III) Levantamentos de campo e IV) Compilação de dados; deixando em destaque os materiais utilizados em cada uma dessas etapas.

O capítulo de Referencial Teórico (4) foi dividido em duas partes, a primeira onde são revisados os conceitos estruturais e mecânicos utilizados e a segunda onde são detalhados os critérios cinemáticos levantados na bibliografia e posteriormente empregados nos levantamentos de campo.

A Geologia Regional integra o capítulo 5, onde foi descrita a evolução da Bacia do Paraná e a relação desta com as estruturas presentes em seu embasamento. A Província Magmática do Paraná foi descritas nesse contexto, tratando a respeito de sua origem, vulcanismo e ambiente de formação. Ainda no capítulo 5 foi descrito a evolução tectônica do sudeste/sul brasileiro, enfocando na evolução das bacias tafrogênicas do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro.

O artigo, onde estão à apresentação dos dados e as discussões realizadas, é apresentado no capítulo 6 e suas conclusões são novamente enumeradas no capítulo seguinte (7).

Capítulo 2 - Localização

A bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ) localiza-se na região de Guarapuava, centro-sul do estado do Paraná e abrange uma área de 4.730,60 km², estendendo-se ao longo de sete municípios; Guarapuava, Pinhão, Cândói, Reserva do Iguaçu, Inácio Martins, Foz do Jordão e Campina do Simão, sendo que praticamente metade da BHRJ se encontra dentro do município de Guarapuava (Fig. 1). A principal via de acesso é a BR-277 que liga Curitiba a Guarapuava, a leste, e Foz do Iguaçu, a oeste. As vias secundárias que dão acesso à área são a PR-373 (Cândói), a PR-170 (Pinhão), a PR-466 (norte), PR-384 (Reserva do Iguaçu-Pinhão) e PR-662 (Foz do Jordão).

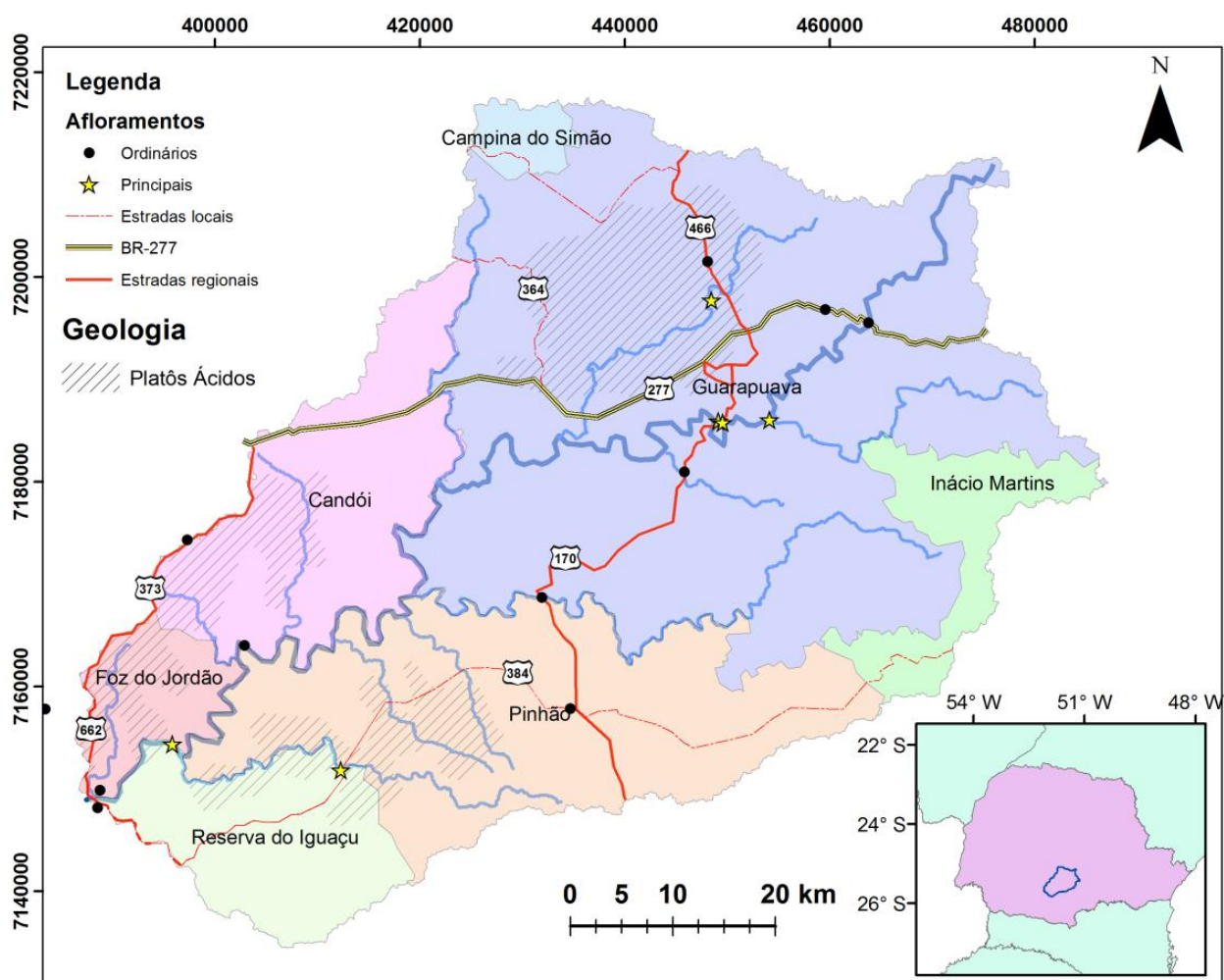


Figura 1: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ).

O limite leste da BHRJ é a escarpa da Esperança, onde se encontra a cabeceira dos rios formadores do Jordão, o rio Bananas e o rio das Pedras. Ao sul a BHRJ é limitada pelo rio Iguaçu, do qual o rio Jordão é tributário, e a oeste faz divisa com a bacia hidrográfica do rio Cavernoso, também afluente do Iguaçu. Ao norte a BHRJ faz divisa com as bacias hidrográficas dos rios Piquiri (noroeste) e Ivaí (norte).

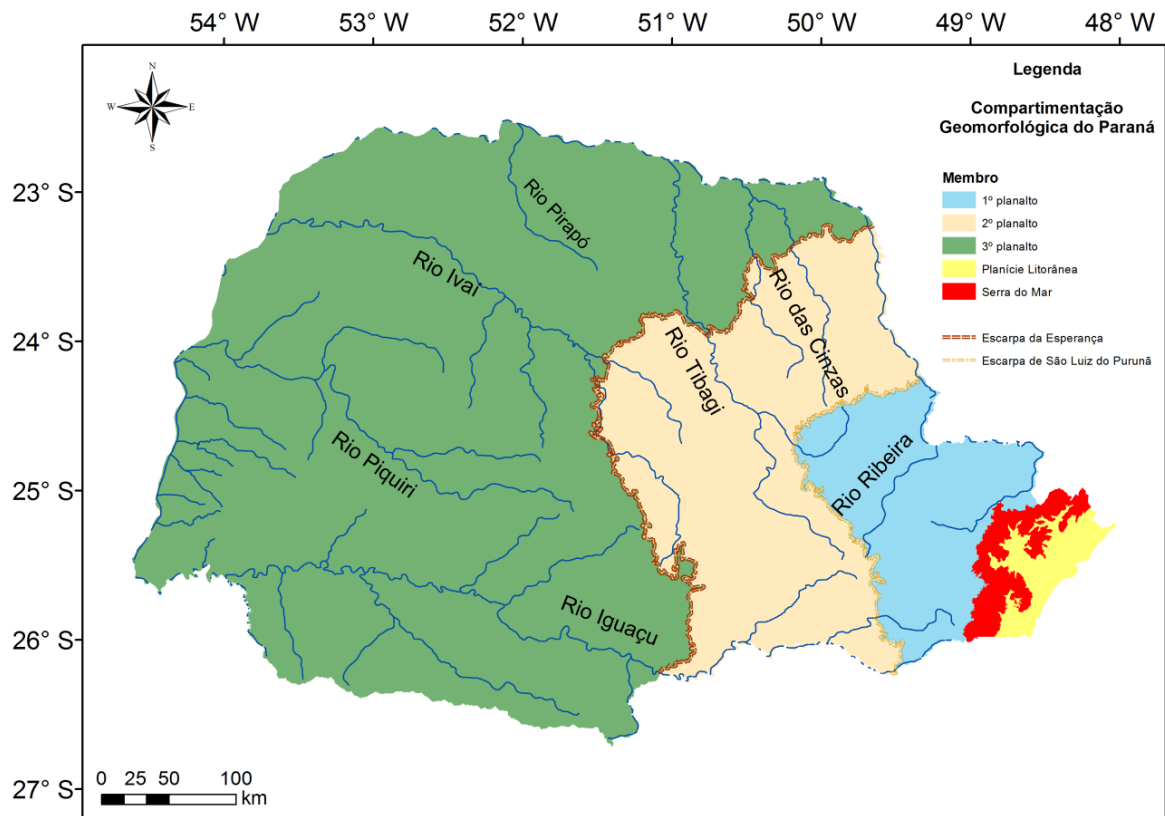


Figura 2: Mapa Geomorfológico do Paraná sobreposto aos principais rios do estado.

Capítulo 3 – Materiais e Métodos

A pesquisa sobre a morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ) foi realizada utilizando uma série de métodos de geomorfologia e análises em campo. O tratamento dos dados obtidos foi posteriormente realizado em escritório e permitiram a confecção de diversas tabelas, diagramas e mapas.

O referencial teórico para a utilização dessas ferramentas começou a ser pesquisado ainda na fase de pré-projeto, juntamente com a bibliografia sobre neotectônica e a Bacia do Paraná.

Para melhor apresentar os métodos empregados, a pesquisa foi dividida em quatro seções: 1) Pesquisa bibliográfica; 2) Sensoriamento remoto e Análise morfométrica; 3) Levantamentos de campo e técnicas de classificação de falhas; 4) Compilação de dados e confecção de mapas e diagramas estruturais.

Sempre que uma imagem ou tabela foi mencionada no decorrer desse volume foi colocado entre parênteses o nº da página onde essa se encontra. Da mesma forma, essa referência foi feita para correlacionar o embasamento teórico e a apresentação dos dados. O intuito dessa constante referência entre os capítulos foi facilitar a leitura desse volume, permitindo ao leitor a localização rápida do conteúdo desejado.

3.1 Pesquisa Bibliográfica

A base para evolução tectônica e estratigráfica da Bacia do Paraná foram os artigos de Zalan *et al.* (1986 e 1990), Milani e Ramos (1998) e Milani *et al.* (2007), embora tenham sido utilizados de forma pontual informações contidas em um grande número de artigos encontrados. Quanto à Província Magmática do Paraná os principais balizadores foram os trabalhos do Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR) Arioli e Licht (2010) e Licht (2012).

Os conceitos teóricos de geologia estrutural foram fundamentados nos modelos de Riedel (1929), Anderson (1951), Wilcox (1973) e Angelier e

Mechler (1977); quanto aos indicadores cinemáticos o embasamento foi principalmente nos trabalhos de Petit (1987) e Doblas (1998). Algumas das ilustrações utilizadas foram modificadas de Fossen (2012).

No campo da geomorfologia o referencial teórico foi o livro *Geomorfologia: Ambiente e Planejamento* (Ross, 1990). Esse volume foi utilizado para o entendimento dos conceitos básicos de geomorfologia e morfometria. Aliados aos conceitos nele exibidos foram utilizados os métodos contidos em Salamuni (1998) e Nascimento (2013).

3.2 Análise das imagens de satélite, do relevo e da rede de drenagem da BHRJ.

Nessa seção serão expostos os métodos utilizados que visaram definir a influência dos eventos tectônicos no relevo local, assim como delimitar a forma e a dimensão das estruturas pelas quais os esforços foram transmitidos. O processamento e a análise dessas imagens foram realizadas no ArcGis 10.1.

Rede de drenagem – Essas foram extraídas das imagens de SRTM Topodata por meio da seguinte rotina realizada no ArcGis:

- 1) Preenchimento: ArcToolbox – Spatial Analyst – Hydrology – Fill
- 2) Direção de fluxo: ArcToolbox – Spatial Analyst – Hydrology – Flow Direction
- 3) Fluxo acumulado: ArcToolbox – Spatial Analyst – Hydrology – Flow Direction Accumulation
- 4) Extração das drenagens: ArcToolbox – Spatial Analyst – Condition – Con
- 5) *Shape* de drenagens: ArcToolbox – Spatial Analyst – Hydrology – Stream to feature
- 6) *Shape* de bacias hidrográficas: ArcToolbox – Spatial Analyst – Hydrology – Watershed

Padrões de drenagem - Os padrões de drenagem (Fig. 4) foram definidos pelo método de Howard (1967), obtido em Morales (2005) e Nascimento *et al.* (2013) com auxílio do método de Soares e Fiori (1976). A

definição desses padrões é fundamental para a busca da influência tectônica sobre o terreno; a presença de estruturas rúpteis pode ser observada pela existência de padrões em treliça e/ou retangular, relevos com declividades mais acentuadas desenvolvem padrões de drenagem em paralelo, enquanto a formação de domos e depressões formam padrões anelares e radiais (domos) e centrípetos (depressões).

Na análise da rede de drenagem foram utilizadas as seguintes anomalias: 1) trechos retilíneos, que podem significar drenagens encaixadas em estruturas geológicas lineares, cotovelos, provocados por mudanças bruscas no curso dos rios, indicadores de descontinuidades no substrato. Capturas e decapitações de drenagens revelam mudanças recentes no potencial hidráulico das drenagens, que faz com que as drenagens com potencial acrescido passem a capturar suas vizinhas para suas bacias de drenagem. Trechos de drenagem de 1ª e 2ª ordem alinhados revelam estruturas jovens, que ainda não tiveram tempo necessário de desenvolverem e conectarem.

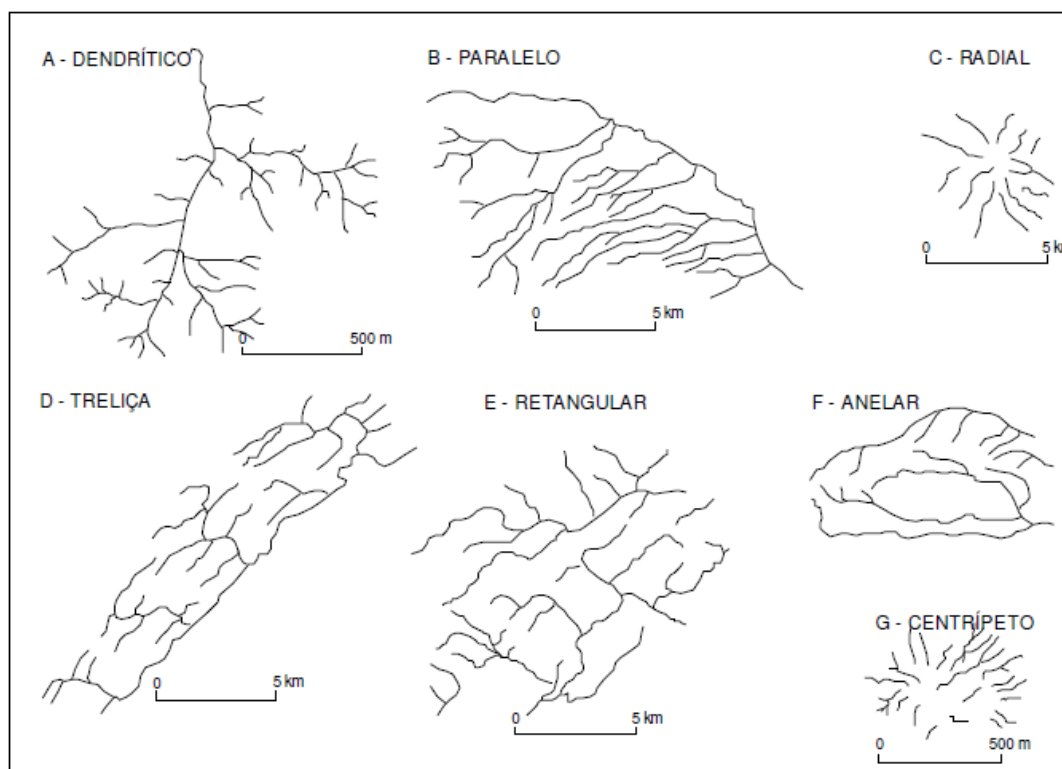


Figura 3: Padrões básicos de drenagem (Summerfield, 1991 modificado por Roldan, 2007).

Assimetria - A assimetria de bacias foi definida usando o método de Hare e Gardner (1985), o fator de assimetria da bacia de drenagem (FADB), e

o método de Cox (1994), o fator de simetria topográfica transversa (FSTT), obtidos em Salamuni *et al.* (2004).

O FADB é obtido através da divisão da área à direita do rio (A_r) pela área total da bacia (A_t), multiplicado por 100 (Fig. 5). Bacias simétricas possuem valores próximos a 50, valores menores que 50 indicam um basculamento relativo para o lado direito da bacia, enquanto maiores mostram um basculamento para o esquerdo.

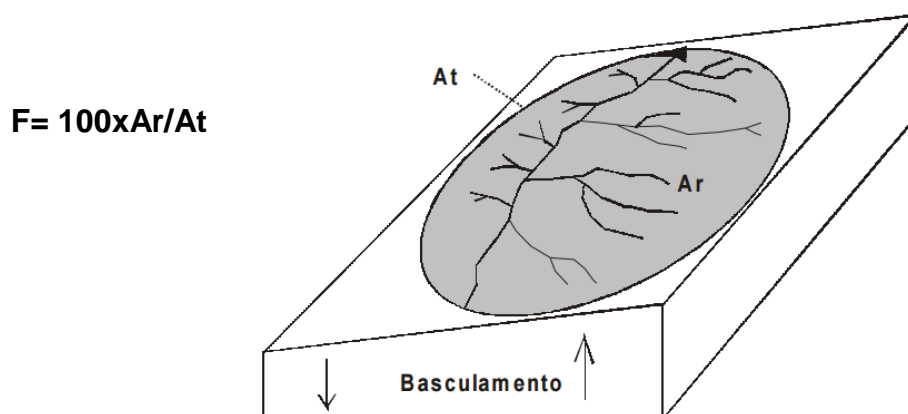


Figura 4: Bloco ilustrativo do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem de Cox (1994), modificado por Salamuni (1998).

O FSTT usa a distância da drenagem principal em relação à borda da bacia de drenagem (Fig. 6). Seu valor (T) é obtido pela divisão da distância entre a drenagem principal e a linha bissetriz da bacia (D_a), pela distância entre o rio principal e interflúvio (D_d). Valores podem variar de 0 a 1, onde valores próximos de 0 indicam assimetrias baixas. Salamuni *et al.* (2004) dividiram os valores nas seguintes categorias: 1) Assimetria baixa, valores de 0 à 0,1; 2) Assimetria moderada, entre 0,1 e 0,25 e 3) Assimetrias acentuadas, maiores que 0,25.

O cálculo da área das bacias foi realizado pela tabela de atributos dos *shapes* dessas no ArcGis, onde as mesmas foram segmentadas nas área a direita e a esquerda do rio principal. As distâncias utilizadas no FSTT foram obtidas pela confecção de linhas que tiveram sua extensão mensurada também pela tabela de atributos de seus *shapefiles*.

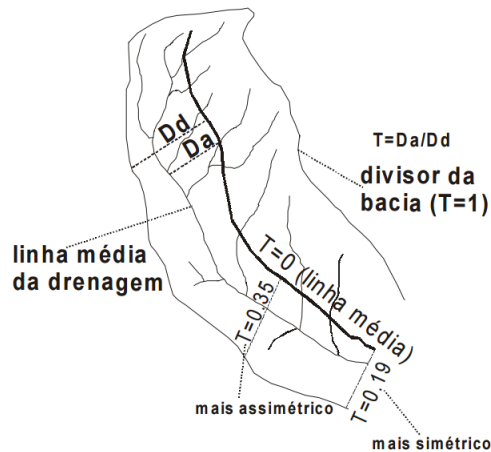


Figura 5: Ilustração do Fator de Simetria Topográfica Transversa de Hare & Gardner (1985), modificado por Salamuni (1998).

Relevo - A classificação do relevo foi realizada por meio da classificação de declividades da EMBRAPA (1979) e foi utilizada no intuito de identificar as zonas mais aplainadas, de relevo mais maduro e retrabalhado, diferenciando-as das zonas com relevo mais acidentado, oriundos de tectonismo mais jovem e possivelmente ainda ativo.

O uso do mapa hipsométrico permitiu a análise dos vales da BHRJ, bem como da relação entre as feições de relevo e a rede de drenagens, principalmente na interpretação dos causadores de assimetria na sub-bacias do rio Jordão.

Lineamentos - Os lineamentos foram traçados em escala de 1:100.000 baseados nas imagens de SRTM, Landsat 8, no mapa de densidade de *knickpoints* e nos alinhamentos de drenagem. Os lineamentos em SRTM foram realizados em relevo sombreado (*Hillshade*) nos azimutes de 45°, 135°, 225° e 315° enquanto os lineamentos de Landsat 8 foram traçados nas bandas 5, que é a banda que melhor reflete as estruturas geológicas. Esses lineamentos foram usados como base para a confecção do mapa tectônico estrutural da BHRJ.

Knickpoints – Segundo Hack (1973) os *knickpoints* representam variações abruptas no perfil longitudinal das drenagens e são configurados por cachoeiras ou corredeiras. O alinhamento desses pontos forma as *knickzones*,

lineamentos que representam descontinuidades no relevo, podendo significar variações litológicas ou estruturais.

Os *knickpoints* são matematicamente calculados a partir do processamento de imagens de radar (SRTM), que podem ser obtidos com uso de diferentes softwares. Nessa pesquisa foi utilizada a ferramenta do ArcGis *knickpointsfinder*, desenvolvida por Salamuni *et al.* (2014); essa ferramenta extrai os *knickpoints* e as drenagens em uma única etapa, diferentemente de outros processos, porém sem construir os perfis longitudinais dos cursos d'água, geralmente fornecidos pela utilização de outros meios.

A contagem dos pontos fornece o mapa de densidade de *knickpoints* que pode ser usado para traçar as *knickzones* locais, revelando as porções mais afetadas pelas deformações assim como permite correlacioná-las com outras feições estruturais e de relevo.

3.3 Levantamentos de Campo e Técnicas de Classificação de Falhas

A prioridade dos levantamentos de campo foi a aquisição de dados estruturas rúpteis presentes na Bacia Hidrográfica do rio Jordão, incluindo o registro de fotografias dessas estruturas e seus indicadores cinemáticos. Paralelamente foi realizada a descrição e fotografia do relevo local. As falhas e juntas foram descritas utilizando os seguintes critérios:

- a) **Continuidade/Persistência:** Quanto ao porte do plano de falha, se ele se propaga por vários metros ou por poucos centímetros.
- b) **Penetratividade/Densidade:** Referente à repetição dessa família de fraturas no afloramento, quando positivo elas são consideradas penetrativas (e ao lado colocado o espaçamento médio entre as ocorrências).
- c) **Curvatura:** Se os traçados das falhas tendem a ser retos ou curvos.
- d) **Rugosidade:** Se o plano é liso (espelhado) ou rugoso.
- e) **Preenchimento:** Observou-se a ocorrência de cristalização mineral nos planos de falha.
- f) **Cinemática:** Determinação da movimentação das fraturas através dos critérios descritos no capítulo 4 - item 2 (pg. 21).

3.4 Compilação de Dados e Construção de Mapas e Diagramas

O processamento dos dados e das imagens foi realizado com o auxílio de uma série de softwares e ferramentas. As estruturas de campo foram digitalizadas em planilhas de Excel, os diagramas de rosetas foram confeccionados no Stereo32 e os diagramas de Diedros Retos e estereogramas no Win-Tensor 5.8.2. (Delvaux, 2015).

Os lineamentos foram traçados no ArcGis 10.1 e o azimuth das linhas foi obtido utilizando a ferramenta AzzimuthFinder (Queiroz *et al.*, 2014), com as quais posteriormente foram construídos os diagramas de rosetas.

Capítulo 4 – Referencial Teórico

Os reflexos da atividade tectônica em superfície e subsuperfície se manifestam principalmente na neoformação e reativação de juntas e falhas (Stewart & Hancock, 1994). Em geral essa deformação possui natureza rúptil pelo nível estrutural no qual as rochas se encontram, porém corpos com a reologia menos competente podem perfeitamente absorver esses esforços através de deformações dúcteis e dúcteis-rúpteis.

Em ambiente intraplaca as deformações se concentram ao redor de zonas de cisalhamento já existentes, através das quais os esforços são propagados. Isso pode ser observado na evolução da Bacia do Paraná, onde as estruturas do embasamento da bacia foram reativadas por esforços tectônicos na margem da placa (Milani & Ramos, 1998), gerando o espaço de acomodação onde foram depositados os sedimentos da bacia (Artur & Soares, 2002).

Entretanto, os esforços tectônicos não ficam diretamente registrados nas rochas, apenas as deformações produzidas por seus tensores. Portanto é necessário caracterizar as estruturas produtos desses esforços (descrição, medição e definição da cinemática) de forma a reconstituir os paleotensores e então determinar como foi à atuação do processo tectônico.

Os conceitos a seguir são correlacionados com a nucleação de fraturas e sua cinemática, sendo fundamentais para a realização desse estudo.

4.1 Modelos de fraturamento

O modelo de fraturas sintéticas e antitéticas de Riedel (1929) é utilizado como base nos estudos estruturais rúpteis (Fig. 6). Nesse modelo o plano de cisalhamento principal (Y) encontra-se a um ângulo que varia entre 30° e 45° do tensor máximo (σ_1), flanqueado pelas fraturas secundárias R (menor ângulo) e P (maior ângulo). Espelhada as fraturas R ocorrem as fraturas antitéticas R'. O ângulo entre essas fraturas e o tensor máximo é explicado mecanicamente pelo círculo de Mohr-Coulomb (pg. 29-31).

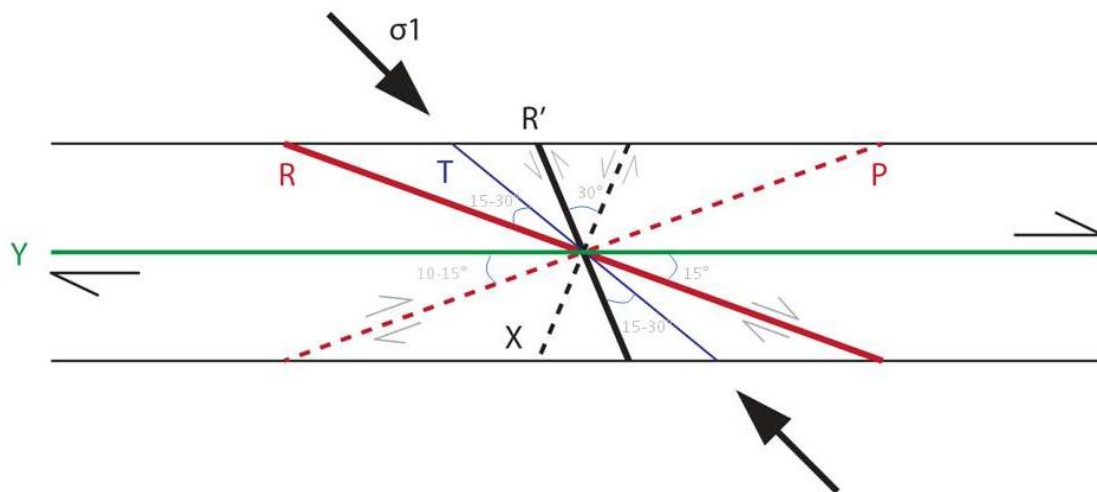


Figura 6: Modelo de Fraturas de Riedel (1929).

Os ensaios de Anderson (1951) mostram como a aplicação de um tensor sobre um bloco de ensaio provoca a nucleação de duas fraturas perpendiculares entre si e com cinemática oposta (Fig. 7). Os dois conjuntos de fraturas de Anderson (*op. cit.*) equivalem às fraturas sintéticas R e antitéticas R' do modelo de Riedel.

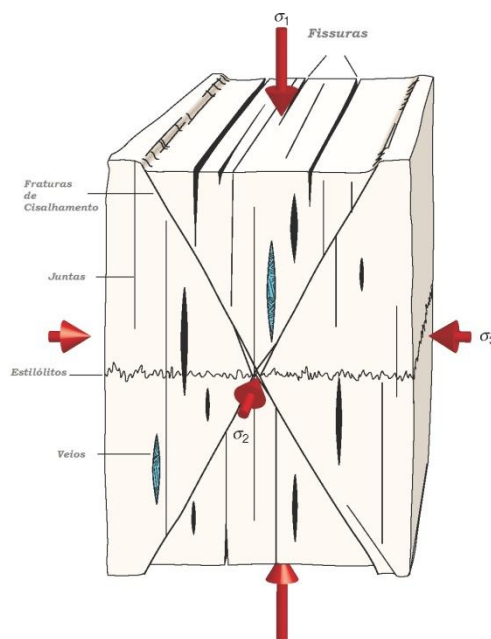


Figura 7: Modelo de gênese de fraturas de Anderson (1951) onde se formam um par antitético em ângulos entre 30° e 60° dos tensores máximo σ_1 e mínimo σ_3 , assim como fraturas abertas (fissuras e veios) paralelos a σ_1 . Modificado de Fossen, 2012.

Wilcox *et al.* (1973) realizou ensaios em caixa de areia onde observou a gênese das fraturas do modelo de Riedel (1929) e como estas evoluem até formarem um plano de falha (Y). Em um primeiro estágio se formam as fraturas

escalonadas, típicas de zona de falha, em posição condizente com as fraturas R de Riedel. Posteriormente desenvolvem-se as fraturas R' e P, que conectam as fraturas R escalonadas já existentes, formando as zonas de falha (Y). Esses mesmo autores mostraram também em ensaios em caixa de areia, como se desenvolvem as dobras escalonadas, feições igualmente comuns em zonas de falha. Essas estruturas se desenvolvem em posição ortogonal ao tensor principal, paralelamente ao tensor de menor esforço (σ_3).

Os esforços necessários para a nucleação de novas falhas e a reativação de estruturas preexistentes, assim como o ângulo dessas estruturas em relação aos tensores, pode ser calculado pelo critério de Coulomb, também conhecido como círculo Mohr-Coulomb.

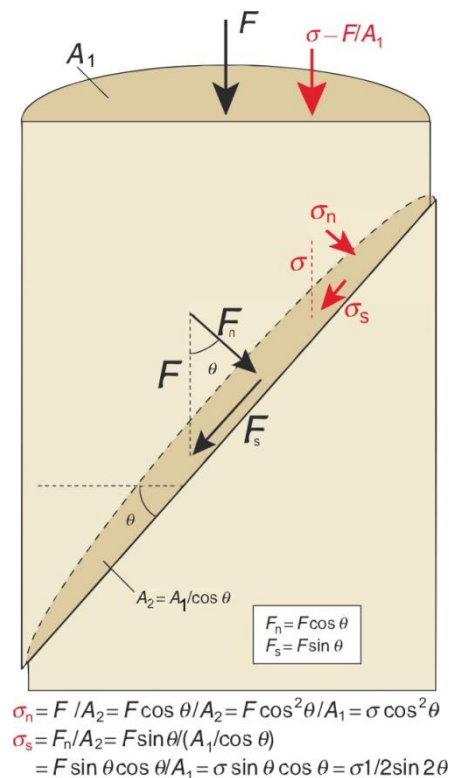


Figura 8: Decomposição dos vetores F e σ em suas componentes normais (n) e cisalhantes (s). Modificado de Fossen, 2012.

A utilização desse método parte do princípio de que o esforço (σ_1) atuante sobre um plano é decomposto em dois vetores σ_n , a tensão normal (obliquo ao plano), e σ_s , a tensão de cisalhamento (paralelo ao plano). O vetor σ_n configura a fração do esforço que mantêm os blocos estáticos, e σ_s aquela que contribui para o deslocamento entre eles (Fig. 8). A intensidade desses vetores é definida pelo ângulo entre o plano de fratura e o tensor máximo. A

ruptura do bloco, ou reativação da estrutura, ocorre quando o vetor σ_s supera a intensidade de σ_n .

O círculo de Mohr-Coulomb (Fig. 9) é construído sobre um diagrama com o valor de σ_n no eixo das abscissas (coordenadas horizontais) e σ_s no eixo das ordenadas (coordenadas verticais). A dimensão do círculo é determinada pela intensidade dos valores de σ_1 e σ_3 , que são plotados no eixo das abscissas e a distância entre eles corresponde ao diâmetro do círculo. A linha de ruptura possui a seguinte equação: $\sigma_s = C + \sigma_n \tan \phi$, onde a constante C é o esforço crítico de cisalhamento e $\tan \phi$ é o coeficiente de atrito interno do material cisalhado. O diagrama possui uma segunda linha de ruptura, simétrica a primeira e localizada nos valores negativos de σ_n , que configura as fraturas antitéticas (R') geradas pelos esforços cisalhantes. A ruptura ocorre quando a dimensão do círculo ultrapassa essas duas linhas antitéticas, permanecendo estável enquanto for menor que elas (Fig. 10).

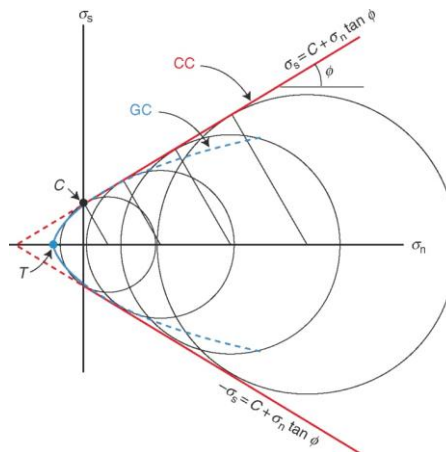


Figura 9: Círculo de Mohr-Coulomb e as duas falhas antitéticas (linhas vermelha) de equação $|\sigma_s| = C + \sigma_n \tan \phi$.

A ângulo entre os planos de falha e o tensor σ_1 é demonstrado empiricamente por esse método. O valor de cisalhamento máximo (σ_s) é dado em um ângulo de 45° entre σ_1 e Y (no diagrama $2\theta = 90^\circ$). Entretanto, a ruptura do plano ocorre em ângulo menor, com aproximadamente 30° ($2\theta = 60^\circ$), que ocorre devido à taxa de variação de σ_s e σ_n de acordo com o ângulo de incidência entre o plano e σ_1 (Fig. 11). Ambos os valores diminuem conforme esse ângulo aumenta, mas o valor de σ_n decresce mais rapidamente, fazendo com que nessa distância o valor de σ_s seja suficiente maior a ponto de gerar a ruptura (Fossen, 2012).

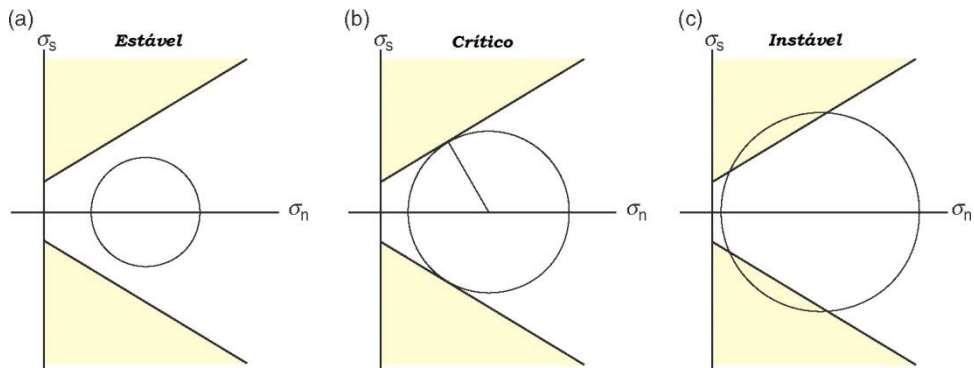


Figura 10: Representação gráfica das áreas de estabilidade e instabilidade no círculo de Mohr-Coloumb. Modificado de Fossen, 2012.

O método dos diedros retos, desenvolvido por Angelier e Mechler (1977), é uma representação gráfica da resultante dos esforços exercidos sobre um plano (ou sistemas) de falha(s). Os diedros retos são construídos a partir de um plano de falha aferido com cinemática definida (F) – de onde é possível extrair os tensores atuantes – e outro virtual obliquo ao primeiro (A) que compartilhe os seus mesmos tensores (Fig. 12). Essa configuração equivale aos planos antitéticos existentes nos modelos de Riedel, Anderson e Mohr-Coulomb. A região dos diedros entre os dois planos, onde se encontra σ_1 , representam o campo de compressão (pressão - P) dos esforços enquanto a região que engloba o σ_3 configura o seu campo de extensão (tração - T).

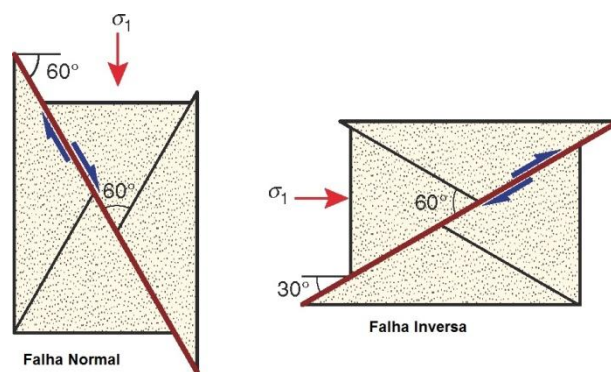


Figura 11: Ângulos entre os planos de cisalhamento e o tensor máximo em falhas normais e inversas. Modificado de Fossen, 2012.

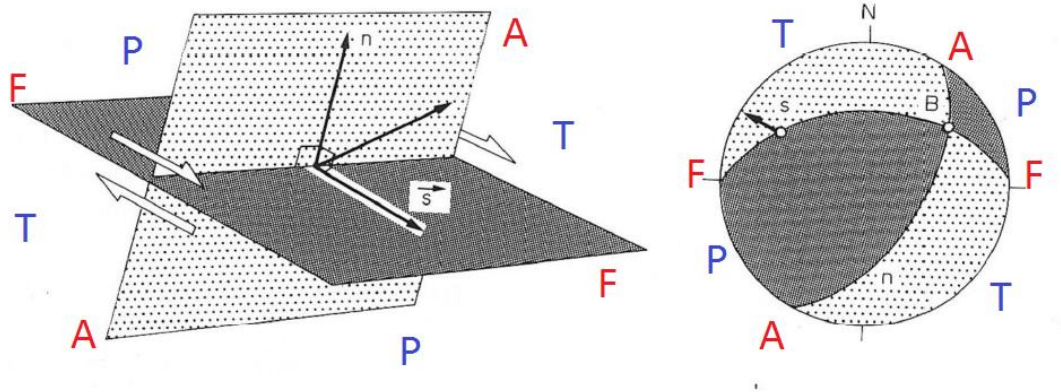


Figura 12: Modelo dos diedros retos de Angelier e Mechler (1977) e sua representação estereográfica em bola de praia com o campo de compressão (P) em cinza e o campo de tração (T) em pontilhado. Modificado de Angelier (1994).

A projeção esferográfica dos diedros retos forma os diagramas em bola de praia (*beachballs*), solução gráfica para a projeção dos esforços em estudos sísmicos e estruturais. A posição das respectivas bolas de praia para os três tipos básicos de falhas (Anderson, 1951) é representada na figura 13.

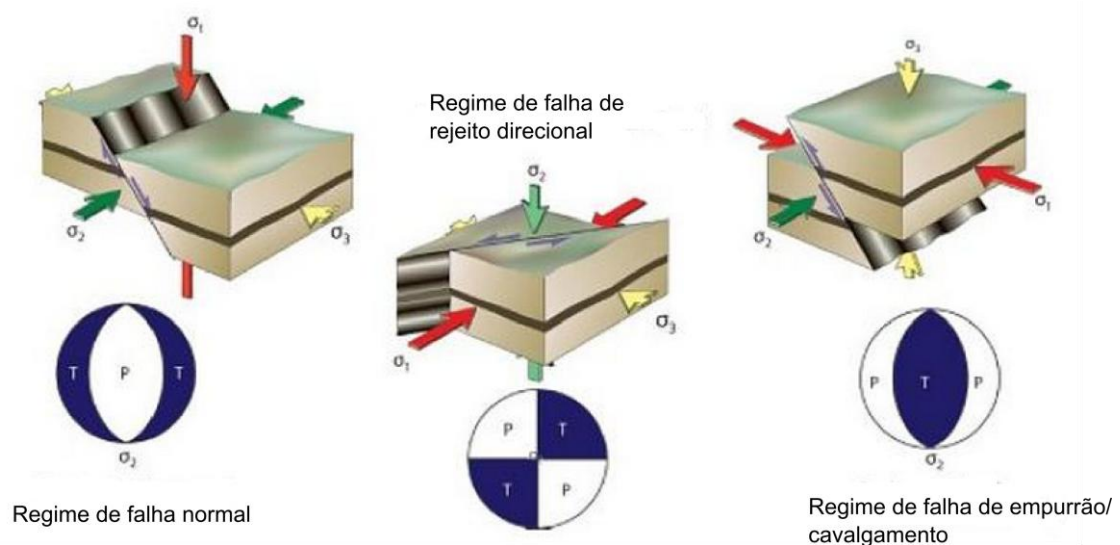


Figura 13: Os três estilos de falhas de Anderson (1951) e suas respectivas projeções estereográficas nos diagramas de bola de praia. Extraído de Fossen, 2012.

4.2 Cinemática

A determinação da cinemática das falhas é fundamental para estudos tectônicos, não obstante essa definição nem sempre é simples devido à impossibilidade de se observar diretamente o movimento relativo entre os

blocos, seja por erosão de um dos blocos ou pela ausência de camadas guias que possam ser utilizadas para demarcar essa movimentação.

Entretanto, a cinemática das falhas pode ser fornecida pela presença de indicadores contidos em seus planos que se formam durante a movimentação. Os indicadores clássicos, comumente utilizados são as estrias e os degraus (*steps*), porém existem diversas outras feições catalogadas (Petit, 1987; Angelier, 1994; Doblas, 1998), que apesar de ainda não serem bem difundidas, auxiliam quando o par estria/degrau não é encontrado.

Doblas (1998) catalogou 61 indicadores cinemáticos, classificados em onze grupos genéticos, baseado no conhecimento existente na literatura. Muitos destes indicadores ocorrem em tipos rochosos ou ambientes tectônicos específicos, mas outros são bastante comuns e podem ser encontrados em quase todos os ambientes e são tão confiáveis quanto os degraus clássicos. Alguns desses indicadores foram usados na determinação da cinemática de múltiplas falhas da BHRJ.

Antes, porém se faz necessário estabelecer diferenças entre os tipos de arestas, que podem ser divididas segundo dois critérios: quanto a sua genética e quanto a sua congruência. O primeiro diz respeito à natureza dos degraus, que podem ser gerados pela (1) cristalização mineral (*Crystal Fibers* - Durney & Ramsay, 1973) ou pela formação de (2) fraturas secundárias (Petit, 1987). Os degraus minerais se formam pela cristalização, ou o estiramento, de minerais em locais onde ocorre diminuição da tensão atuante sobre o plano de falha; essa variação de intensidade é provocada pelas irregularidades do próprio plano de falha, quando há um componente extensional mesmo que mínimo. Os degraus de fratura são originados pela associação de fraturas “conjugadas” do modelo de Riedel – podem ser tanto T, R, R’ ou P – com o plano principal.

O outro critério é quanto à concordância dos ressaltos com a movimentação da falha, separando-os em congruentes e incongruentes, isto é, os ressaltos podem indicar o sentido do movimento da falha ou o sentido oposto (Norris & Baron, 1969). A existência de degraus incongruentes (ou antitéticas) pode a princípio parecer um complicador, mas como se tratam de feições características, que podem ser facilmente diferenciadas das demais, podem ser tornar ótimos indicadores cinemáticos.

Os degraus incongruentes são formados por fraturas R associadas a fraturas que cortam o plano principal em ângulos entre 60° e 90°, que podem ser tanto as fraturas abertas (T) quanto às fraturas antitéticas (R') do modelo de Riedel. Nesse arranjo as fraturas R' – ou T – formam degraus que mergulham no sentido oposto ao do movimento de Y e R (Fig 14b). Visto em perfil a cinemática é indicada pelas próprias fraturas R escalonadas, não sendo necessária a utilização de nenhum outro indicador, porém em planta muitas vezes não é possível distinguir o plano Y de R, devido ao pequeno ângulo entre elas (15°), e dessa forma a única feição no plano de falha que pode servir como indicador cinemático são os degraus formados pelas fraturas R', que muitas vezes podem ser erroneamente interpretados como congruentes.

Todos os demais arranjos de fratura utilizados formam ressaltos congruentes, que em alguns casos recebem nomes próprios, traduzidos da literatura estrangeira:

1) O mais simples dos indicadores deste grupo são os ressaltos formados por fraturas abertas, T ou R, em conjunto com os planos Y (Fig. 14a); essa associação forma os degraus “clássicos” (congruentes).

2) As fraturas abertas frequentemente formam feições denominadas crescentes (Willis e Willis, 1934), que são configuradas por arcos que se abrem no sentido do movimento. As crescentes podem ocorrer associadas a fraturas T (Fig. 14.c) ou à fraturas R (Fig. 14.d). Quando os entalhes são gerados por fraturas T (*Crescentic fractures* – Petit, 1987) eles geralmente ocorrem sequenciados e são frequentemente preenchidos, formando “*gashes* de tensão”, quando são formados por fraturas R (*Lunate fractures* – Petit, *op. cit.*) eles ocorrem isolados, formando cunhas, que cortam mais profundamente a rocha e conseqüentemente retirando material do plano de falha durante a sua formação.

3) A associação de fraturas P e R gera o que são chamadas de colheres (*Pluck Holes* – Hancock & Barka, 1987) (Fig. 14.e), nesse arranjo as fraturas R, em crescente, formam a face mais curta e angulosa da estrutura enquanto as fraturas P possuem uma inclinação mais suave e formam a face alongada (Doblas, 1998). Esse indicador forma uma estrutura semelhante a uma seta (ou colher) que indica o movimento do “bloco sumido”.

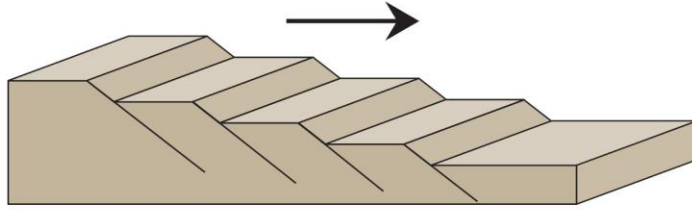
Além dos dois grupos de indicadores, ou seja, os associados a fraturas e ao crescimento mineral existem um terceiro grupo, caracterizado por feições de arraste (ou atrito). Essas estruturas são formadas pelo arranque de material do plano de falha e pelo atrito entre os blocos, dando origem a feições análogas as de transporte glacial.

As estrias (*slickensides*) e sulcos (*slickenlines*) são gerados dessa forma, quando irregularidades presentes nas paredes falhados são arrastadas ou deslocados provocando a escarificação do espelho de falha. Na grande maioria dos casos estes indicam apenas a direção do movimento, mas em alguns casos particulares podem indicar também o sentido, isso ocorre quando a irregularidade é arrancada e empurrada contra o outro bloco, fazendo com que a ranhura fique gradualmente mais profunda.

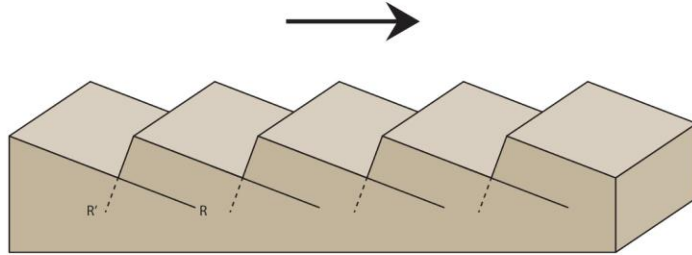
A outra feição reconhecida deste terceiro grupo são as chamadas cenouras (Doblas *et al.*, 1995), que são provocadas pela retirada (arranque) de material do plano de falha. O indicador recebe esse nome porque após o arranque do material ele é arrastado por alguns centímetros, formando um sulco alongado que se torna mais estreito no sentido do movimento. É muito comum que a retirada de fragmentos do plano de falha ocorra através de fraturas crescentes, gerando um par de indicadores cinemáticos.

Alguns dos indicadores cinemáticos são resultantes de dois processos concomitantes, como por exemplo, os degraus de fratura que podem ocorrer em forma de crescente; e das colheres, que são híbridas de feições de fraturamento e de arranque. Outro exemplo é a ocorrência de ressaltos de crescimento mineral (congruentes) e de fratura (incongruentes) no mineral cristalizado em um mesmo plano. Neste caso, ocorre o estiramento (cristalização) do mineral, favorável ao movimento, enquanto as fraturas R cortam esse mesmo mineral no sentido oposto ao do movimento, formando os ressaltos de fratura. Desta forma é possível que o mesmo núcleo mineral cristalizado possua degraus em ambos os lados, um deles congruente (mineral) e outro incongruente (fratura).

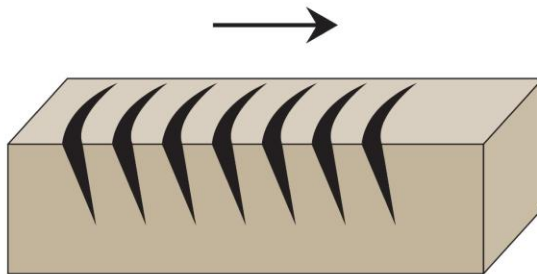
a)



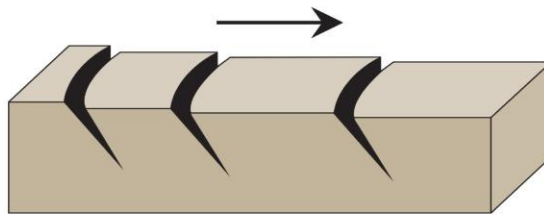
b)



c)



d)



e)

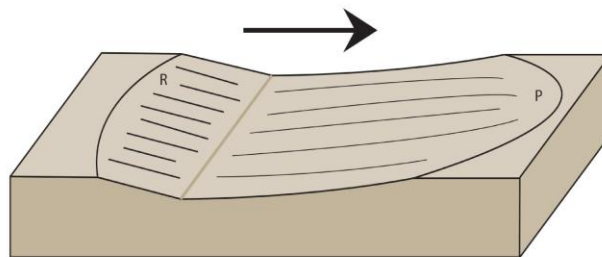


Figura 14: Ilustração dos indicadores cinemáticos descritos. A) Degraus em fratura congruentes, formados por fraturas R (ou T) e o plano Y. B) Degraus em fraturas incongruentes, formadas pelo arranjo entre fraturas R, R' (ou T) e o plano Y (Norris & Baron, 1969). C) Marcas em crescente formadas por fraturas T no plano Y (*Crescentic fractures*, Petit, 1987). D) Marcas em crescente formadas por fraturas R e o plano Y (*Lunate fractures*, Petit, 1987). E) Colheres, estrutura de arranque formada por fraturas R e P cortando o plano Y (*Pluck Holes* – Hancock & Barka, 1987).

Capítulo 5 – Geologia Regional

5.1 Bacia do Paraná

O vulcanismo da província magmática do Paraná (PMP), formador das rochas presentes na Bacia Hidrográfica do rio Jordão (BHRJ), ocorreu dentro do contexto de sedimentação da Bacia do Paraná, durante o Cretáceo Inferior ($134,7 \pm 1,2$ MA – Thiede & Vasconcelos, 2008 e 2010).

A Bacia do Paraná (Fig. 15) possui forma oval com 1.750 km em seu eixo maior (NNE-SSW) e cobre uma área de 1.400.000 km², sendo que desses, 1.100.000 km² estão dentro do território brasileiro (Zalán *et al.*, 1990). Sua maior espessura sedimentar se encontra em sua região central, onde alcança aproximadamente 8.000m. A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica policíclica (Soares *et al.*, 1978) que teve sua primeira fase de sedimentação durante o Ordovício-Siluriano (Milani *et al.*, 1995). O seu último ciclo de sedimentação ocorreu no Cretáceo Superior (Milani 1997), com a formação da Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra, 1996), embora outros autores divirjam (Soares, 1991 – Silva *et al.*, 2003) e considerem o magmatismo da PMP como o término da atividade da Bacia do Paraná.

Milani (1997) definiu seis supersequências sedimentares na Bacia do Paraná baseado no modelo proposto por Vail *et al.* (1977), que são configurados por ciclos de sedimentação independentes limitados por superfícies erosivas. O gatilho para a geração de espaço de acomodação, e término da predominância de processos erosivos, foram os ciclos tectônicos ocorridos na margem ativa ocidental da placa Sul-Americana/Gondwana (Milani & Ramos, 1998).

A supersequência Rio Ivaí, o ciclo primordial da Bacia do Paraná, teve início no Ordoviciano e se depositou sobre a megaestrutura NE-SW conhecida como *Rift Central* (Marques *et al.*, 1993), gerada pela orogenia Ocloyca, que ocorreu devido a colisão do terreno pré-cordilheirano com a Gondwana (Milani & Ramos *op. cit.*) no Ordoviciano Médio. Na base da supersequência Rio Ivaí ocorrem os arenitos marinhos da Formação Alto Garças e em seu topo os

folhelhos da Formação Vila Maria, com a ocorrência de diamictitos glaciais da Formação Iapó (Assine *et al.*, 1994). As maiores espessuras desses sedimentos encontram-se no Paraguai, onde são denominadas de Grupos Caacupé e Itacurubi (Harrington, 1950 - Fulfaro, 1996).

Durante o Devoniano esteve ativa a supersequência Paraná, que se depositou sobre *grabens* de direção NW-SE e seus sedimentos foram durante muitos anos considerados a base da Bacia do Paraná (Fulfaro *et al.*, 1982). A supersequência Paraná é separada nas Formações Furnas e Ponta Grossa, e nelas está registrada a ocorrência de um evento transgressivo marcado pela granodecrescência dos arenitos Furnas até os folhelhos marinhos da Formação Ponta Grossa. A origem desse ciclo se deu pela colisão do terreno Chilenia com o Gondwana, evento conhecido como orogenia Precordilheirana (Milani & Ramos *op. cit.*).

A mais espessa das supersequências da Bacia do Paraná é chamada de Gondwana I e ocorreu entre o final do Carbonífero e o Triássico Inferior, em sua base se encontram os depósitos glaciogênicos do Grupo Itararé, seguidos pelos registros transgressivos-regressivos dos Grupos Guatá e Passa Dois (Milani *et al.*, 2007). A tectônica responsável pela ativação desse ciclo sedimentar ocorreu no Eocarbonífero e é conhecida como orogenia Chanica (Ramos, 1988) e posteriormente foi rejuvenescida pela orogenia Sanrafaélica durante o Eopermiano. O assoreamento dessa bacia, marcado pelos registros continentais da Formação Rio do Rastro no topo do Grupo Passa Dois, estabelece o fim da sedimentação marinha na Bacia do Paraná, que passa a partir de então a receber exclusivamente sedimentos continentais (Zalán *et al.*, 1990).

O ciclo Gondwana II se formou devido à distensão ocorrida na porção Sul do Gondwana durante o Triássico Médio e o Triássico Superior (Uliana & Biddle, 1988) e é a menor das supersequências da Bacia do Paraná, sendo formada apenas pelos folhelhos flúvio-lacustres da Formação Santa Maria no Rio Grande do Sul (Milani *et al.*, 2007).

O vulcanismo da PMP pertence à supersequência Gondwana III ((Milani *et al.*, 2007), que tem na base os arenitos desérticos da Formação Botucatu, depositados durante o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, e no topo os

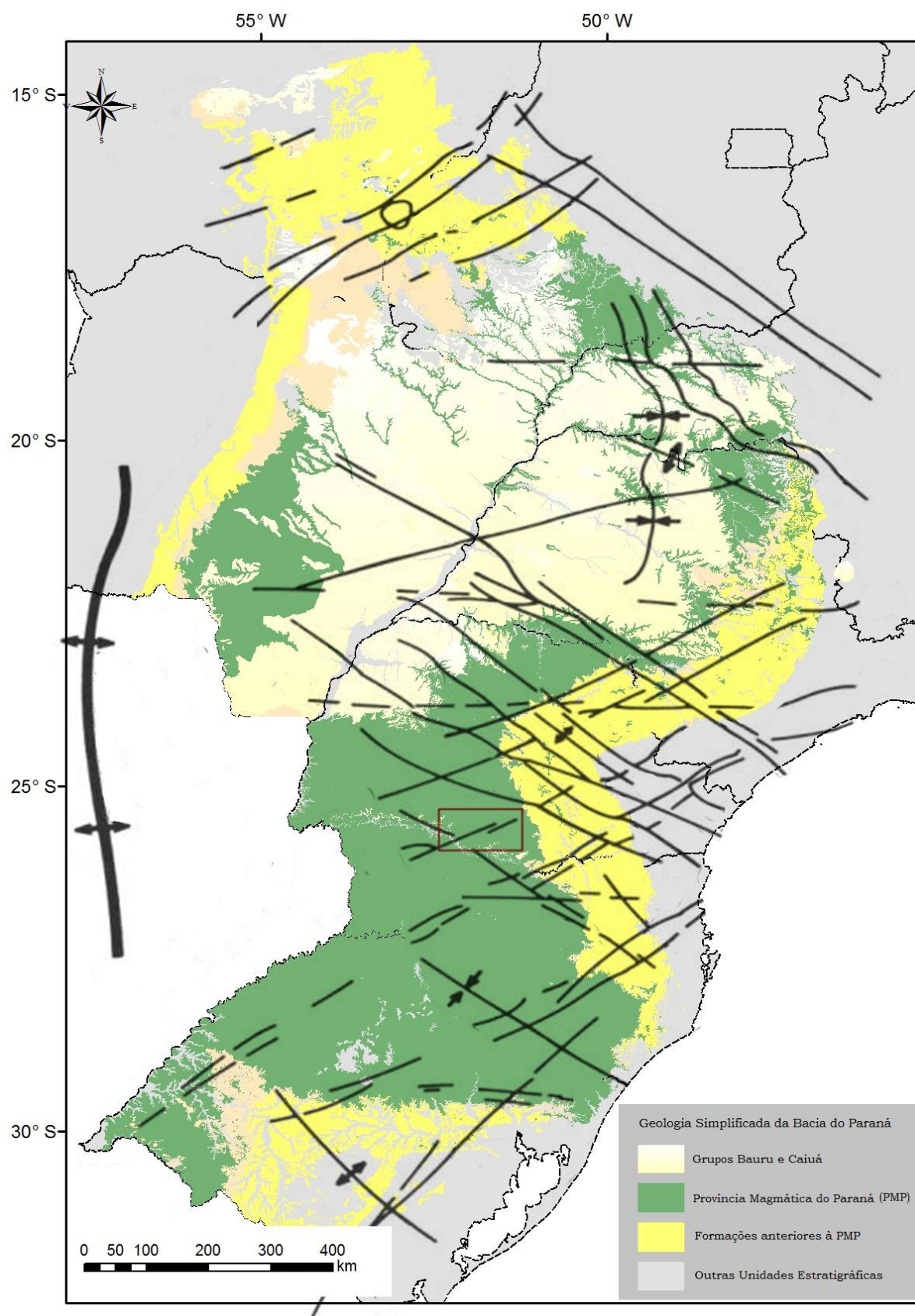


Figura 15: Mapa simplificado da Bacia do Paraná sobreposto aos lineamentos estruturais de Zalán et al. (1986). (FONTE: CPRM, 1995 – 1:7.000.000). Em destaques (vermelho) está a área de estudo, seccionada pelo lineamento Iguaçu (NW-SE) e a Zona de Falha Taxaquara (NE-SW).

derrames vulcânicos da PMP (Fig. 16), também conhecida como Formação Serra Geral.

O imenso volume de lava – 1.000.000 km³, segundo Peate (1997) – que deram origem a PMP são provenientes do *Hot Spot* de Tristão da Cunha (Morgan, 1982) e cobriram uma área de 1.200.000 km² (Frank *et al.*, 2009). A atividade desse *Hot Spot* está relacionada com a reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) que culminou com o rompimento do supercontinente Gondwana e consequentemente abriu o oceano Atlântico Sul; a relação desse evento distensivo com os basaltos da PMP está de acordo com sua composição toleítica, série magmática típica de ambientes passivos (Peate, *op. cit.*).

Segundo Waichel *et al.* (2006) as lavas que formaram os basaltos da PMP foram predominantemente do tipo *pahoehoe*, com ocorrências de derrames do tipo *‘a’*. Os derrames do tipo *pahoehoe* estão associados a eventos efusivos mais lentos, que tendem a formar fluxos inflados (Self *et al.*, 1997), onde as porções externas do derrame se solidificam enquanto seu núcleo permanece fluido; a constante injeção de novo material ígneo dentro desse derrame faz com que esse infle, fraturando a parte já cristalizada no processo (Fig. 17). Waichel (2006) levanta a hipótese de que os derrames da PMP sejam em sua maioria compostos por derrames inflados, onde as partes maciças comumente observadas nesses derrames pertençam aos seus núcleos, menos deformados pela inflação acarretada pelo constante acréscimo de novo material ígneo.

Bellieni *et al.* (1984) constataram a existência de dois tipos geoquimicamente distintos de basaltos na PMP, diferenciados pelo concentração TiO₂ em sua constituição. Os de baixo TiO₂ (<3%) se localizam na porção sul da bacia e são mais antigos que os de alto TiO₂ localizados na porção norte. Associados a esses dois tipos principais ocorrem platôs de composição ácidas na PMP, definidos por Bellieni *et al.* (1986); ao tipo de baixo Ti, na região sul, estão relacionados os riolitos e riodacitos do tipo Palmas e aos basaltos de alto Ti estão os traquitos do tipo Chapecó, localizados na porção centro-norte da bacia, incluindo entre eles os platôs da região de Guarapuava presentes na BHRJ (Nardy *et al.*, 2008).



Figura 16: Mapa pré-drift da Província Ígnea do Paraná e sua continuação na Bacia do Etendeka (Namíbia)
 Legenda: 1. Basaltos, 2. Vulcânicas ácidas Chapecó, 3. Vulcânicas ácidas Palmas, 4. Diques, 5. Outras unidades estratigráficas. Modificado de Milner *et al.* (1995), Stewart *et al.* (1996), Peate (1997), Nardy (2002) e Nardy *et al.* 2008.

Os dois tipos de magmas são produto de diferentes estágios de diferenciação de um mesmo magma fonte gerado pelo *Hot Spot* de Tristão da Cunha, que segundo Fodor (1987) migrou para uma câmara magmática sob a Bacia do Paraná, de onde foi ejetado em dois diferentes estágios de diferenciação, o tipo de baixo Ti menos diferenciado foi extravasado mais ao sul, mais próximo da fonte, e o de alto Ti mais distante. Peate (1988) argumentou que os basaltos dos dois diferentes tipos necessitariam ser ejetados por diferentes sistemas de condutos para esse modelo ser admissível,

o que foi corroborado por Peate *et al.* (1992) que reconheceram dois depocentros desses basaltos, um ao sul com direção E-W e outro na porção norte com direção NE-SW, sobre o *Rift* Central da bacia.

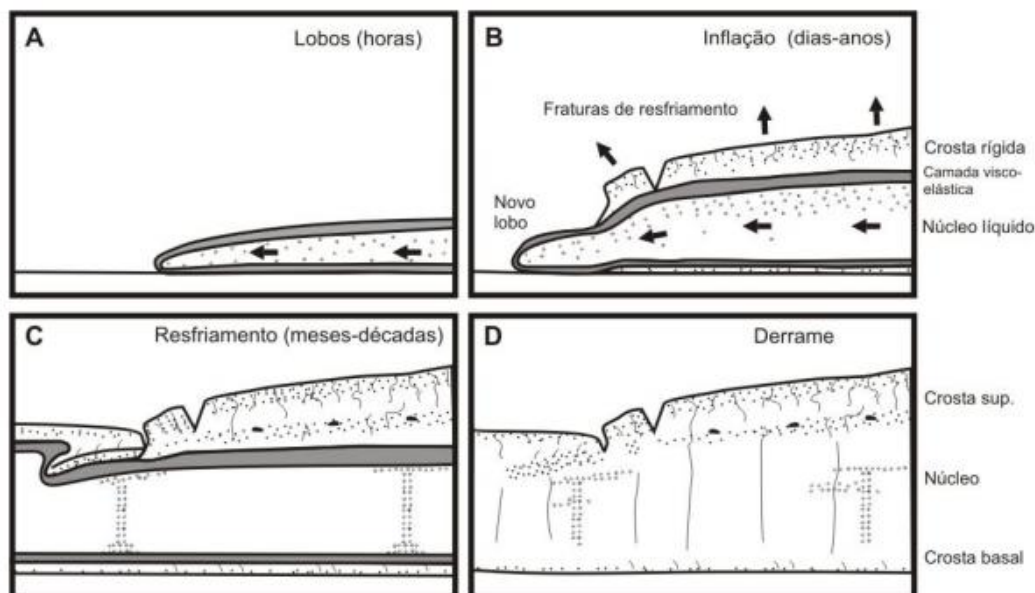


Figura 17: Modelo de formação dos derrames inflados de Self *et al.* (1996), modificado por Weichel (2006).

A sobrecarga gerada por esses basaltos, principalmente em seu depocentro NE-SW, onde a coluna de basaltos alcança sua maior espessura com quase 2.000m (Milani *et al.*, 2007), deu origem a uma nova fase de subsidência da bacia que perdurou até o Cretáceo Superior, acarretando com a deposição dos Grupos Bauru e Caiuá pertencentes a supersequência Bauru de Milani (1997). A deposição dessas rochas sedimentares esteve associada a dois estágios de magmatismo de natureza alcalina que ocorreram no Cretáceo Superior. O fim da sedimentação da supersequência Bauru também marca o fim da sedimentação da Bacia do Paraná segundo a evolução proposta por Milani *et al.* (2007).

5.2 Evolução estrutural da Bacia do Paraná

O embasamento da Bacia do Paraná possui inúmeras estruturas geradas pelos eventos tectônicos pelos quais aquelas rochas estiveram submetidas durante o Pré-Cambriano. A reativação dessas estruturas foi

recorrente durante história da Bacia do Paraná e sua evolução e sedimentação estão profundamente relacionadas com essa atividade (Zalán *et al.*, 1990).

O *Rift* Central da Bacia do Paraná (Fig. 18), de direção NE-SW (Marques *et al.*, 1993, *apud* Milani & Ramos, 1998), é uma das estruturas herdadas do embasamento e segundo Zalán *et al.* (1990) ela, juntamente contra outras zonas de falha NE-SW como a falha da Lancinha e a Zona de Falha Taxaquara são reativações de faixas móveis brasileiras. Castro *et al.* (2014), por meio de levantamentos aeromagnetométricos, comprovaram que a falha da Lancinha possui continuidade sob a Bacia do Paraná, corroborando a interpretação de Zalán *et al.* (1986).

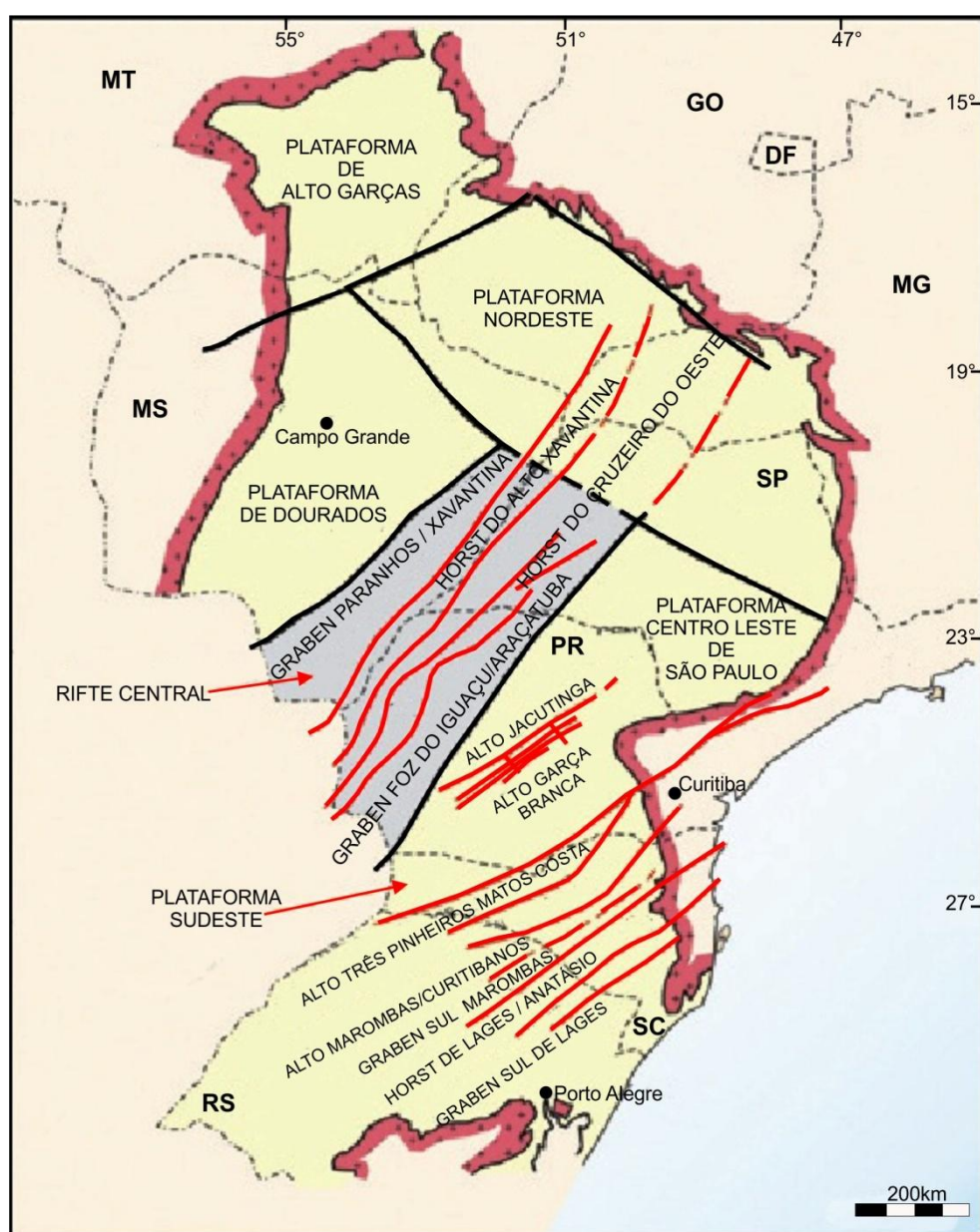


Figura 18: O *Rift* Central (NE-SW) da Bacia de Paraná de Marques *et al.* (1993), Modificado por Milani (1997).

Fulfaro *et al.* (1982) observaram que os sedimentos da Formação Furnas (Devoniano) se depositaram sobre um sistema de *grabens* NW-SE; o mapa de isopacas da Bacia do Paraná revela que os depocentros da supersequência Paraná encontram-se sobre esse sistema, como foi indicado por Artur e Soares (2002). O depocentro da supersequência se sobrepõe ao Arco de Ponta Grossa, estrutura que molda atualmente a morfologia da Bacia do Paraná; para Zalán *et al.* (1990) isso evidencia que já durante esse período geológico o Arco de Ponta Grossa era uma zona ativa que influía sobre a evolução da bacia.

A origem das estruturas NW-SE é incerta, porém sabe-se que essas são pelo menos tão antigas quanto as NE-SW de idade brasileira (Zalán *et al.*, 1990). Ribeiro (1980) propõe idades ainda mais antigas para alguns desses lineamentos, que seriam oriundos do Arqueano. A reativação dessas estruturas influenciou na configuração das supersequências subsequentes, como foi demonstrado pelas análises realizadas por Artur e Soares (2002), onde um desses padrões sempre dominava em cada um dos ciclos de sedimentação da Bacia do Paraná.

O arco de Assunção, que delimita atualmente a Bacia do Paraná a oeste, é configurado por uma flexura no embasamento de direção N-S. A influência dessa estrutura sobre a sedimentação da bacia ocorre pelo menos desde o Devoniano (Zalán *et al.*, 1990), mas pode ser ainda mais antiga, estando relacionada com a origem da Bacia do Paraná, tese proposta por Fulfaro (1996) após estudos na porção paraguaia da bacia, onde o registro Ordoviciano-Siluriano é mais espesso e bem preservado.

O traçado das estruturas pertencentes à Bacia do Paraná, juntamente com as estruturas E-W, de idade Mesozoica, feitos por Zalán *et al.* (1986) estão ilustrados da Figura 15 (pg. 37).

5.3 Evolução Cretácea - Cenozoica da Bacia do Paraná

O primeiro evento deformacional imposto sobre as rochas vulcânicas da PMP foi o evento distensivo (σ_3) NE-SW, que provocou a ativação de falhas normais NW-SE. Durante esse evento foram intrudidos os diques do enxame

do Arco de Ponta Grossa, de idades entre $131,9 \pm 0,4$ e $129,9 \pm 0,1$ (Ernesto *et al.*, 1999).

Após o término do ciclo Gondwana III, ainda no Cretáceo Inferior, desenvolveu-se sobre a Bacia do Paraná uma superfície de aplainamento denominada de superfície de Campos, definida primeiramente por De Martonne (1943) e posteriormente por King (1956), que a nomeou de ciclo Gondwana.

A superfície de Campos começa a ser denudada durante a colocação das rochas alcalinas no Cretáceo Superior (Riccomini 1995), sobre um paleotensor compressivo (σ_1) NE-SW, responsável pela ativação de falhas NNE dextrais e E-W sinistrais (Roldan, 2007). A idade desse evento foi definida pela idade das rochas alcalinas, que segundo Scheibe *et al.* (1985) variam entre 63 e 78 MA, definidas por meio de datações K/Ar no domo de Lages (SC). A cinemática das falhas desse evento, e suas idades, são compatíveis com aqueles descritos por Silva (1998), no sudeste de São Paulo, Trzaskos *et al.* (2007), no Arco de Ponta Grossa, e por Salamuni e Nascimento (2015), para a região sul do Brasil.

Durante o final do Cretáceo Superior e o início do Paleógeno ocorreu a peneplanização da região oriental da América do Sul, quando se formou uma superfície ondulada de domínio de cristas e chapadas (Silva, 2009) que se estende desde o sul até o nordeste do Brasil. Essa superfície também foi descrita por De Martonne (1943) como Superfície Paleogênica, mas seu nome consagrado foi dado por King (1956), que a chamou de ciclo Sul-Americano, e então de superfície Sul-Americana por Valadão (1998).

No Eoceno-Oligoceno ocorreu a formação das bacias tafrogênicas do sudeste, a maioria delas inserida dentro do chamado *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) (Riccomini, 1989). Essas bacias se formaram sobre o efeito de um tensor distensivo (σ_3) NW-SE (Riccomini, 1995) e ocorrem nos estados do Paraná (Bacia de Curitiba), São Paulo (Bacias de Pariqueraçu, São Paulo e Taubaté) e Rio de Janeiro (Bacias de Resende e Volta Redonda) (Hasuy *et al.*, 1978).

Os primeiros sedimentos depositados nessas bacias, no intervalo Oligoceno, foram deformados por compressão (σ_1) NE-SW responsável pela geração de falhas sinistrais E-W (Riccomini, 1989). Esse evento foi

corroborado por diversos outros autores no RCSB, dentre eles Salvador e Riccomini (1995), Mancini (1995), Silva (1998).

A última superfície de aplainamento generalizada existente no Sul/Sudeste do Brasil se formou logo após esse evento, e se desenvolveu durante o Oligoceno-Mioceno; Ab'Saber (1962) a nomeou de superfície de Cristas Médias, análoga a superfície Pd2 de Bigarella *et al.* (1965) no estado do Paraná. As deformações que a perturbam podem ser consideradas Neotectônicas, e constam na literatura quatro eventos que se enquadram dentro deste contexto (Fig. 19).

Chavez-Kus e Salamuni (2008) definiram na bacia de Curitiba um tensor neotectônico compressivo (σ_1) N-S, responsável pela geração de falhas dextrais NNW-SSE e Sinistrais NNE-SSW. A idade deste evento foi estipulada como Plio-Pleistocênica, limite máximo devido à idade dos sedimentos deformados.

O binário E-W se inverte no Pleistoceno-Holoceno e passa a ter cinemática dextral (Riccomini, 1989); essa mudança é provocado pela alteração do tensor compressivo máximo, que passa a possuir direção NW-SE. Esse tensor é amplamente reconhecido como o principal tensor neotectônico para a região Sul/Sudeste do Brasil.

Os últimos dois eventos tem idade Holocênica descritos por Salvador (1994) no Rift Continental do Sudeste Brasileiro. O primeiro, de natureza distensiva possui (σ_3) E-W, responsável pela formação de *grabens* N-S, que foi posteriormente corroborado por Riccomini (1995) e Silva (1998). O último evento, e ainda atuante segundo Riccomini (1995), possui σ_1 E-W, direção semelhante aos observados por Assumpção *et al.* (2016) por meio da análise dos campos de tensões dos movimentos sismológicos na placa Sul-Americana e também por Ferrari e Riccomini (1999) na ilha de Trindade, no Atlântico Sul, onde estimaram σ_1 com direção WNW-ESE, responsável pela movimentação de transcorrências dextrais ENE-WSW.

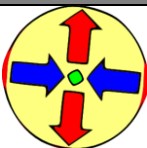
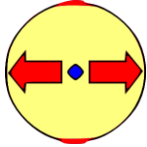
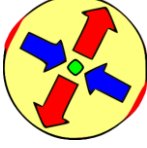

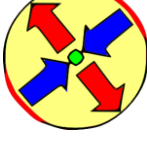
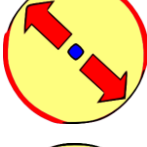
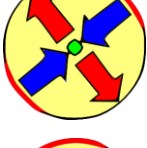
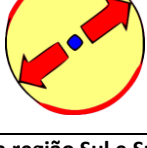
Idade	σ_1	σ_3	Representação
Holoceno	WNW-ESSE	NNE-SSW	
Holoceno	Vertical	E-W	
Pleistoceno	NW-SE	NE-SW	
Plio-Pleistoceno	N-S	E-W	
Mioceno	NE-SW	NW-SE	
Oligoceno	Vertical	NW-SE	
Paleoceno	NE-SW	NW-SE	
Cretáceo Inferior	Vertical	NE-SW	

Figura 19: Eventos tectônicos posteriores a Província Magmática do Paraná registrados na região Sul e Sudeste do Brasil.

Capítulo 6 – Artigo

Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Jordão (PR)

Resumo

A bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ) encontra-se no terceiro planalto paranaense nos arredores do município de Guarapuava, e sua morfotectônica está profundamente relacionada com a movimentação da Zona de Falha Taxaquara, uma morfoestrutura de idade Neoproterozóica formada durante o evento Brasileiro. Ao redor do rio Jordão desenvolveu-se, durante o Oligoceno e do Mioceno, uma superfície de aplainamento que marca o relevo da BHRJ e serve como marcador estratigráfico para os eventos de deformação que atuaram sobre ela. Ao todo foram definidos três eventos que contribuíram no desenho morfológico da BHRJ, o mais antigo deles, durante o Paleógeno, compressivo com direção NE-SW, ocorrido antes do desenvolvimento do pediplano do Jordão, e dois mais recentes, posteriores a ele; o primeiro tem idade Plio-Pleistocênica, com σ_1 N02E, e o segundo (ainda atuante) de natureza transtrativa e com direção horizontal compressiva máxima de N85W. Esses três eventos foram definidos a partir da análise da rede de drenagem e do relevo da BHRJ, balizados pela disposição dos *knickpoints* existentes em seus cursos d'água e pelo enfoque estatístico e mecânico dos dados estruturais obtidos em campo.

Introdução

A investigação das atividades neotectônicas, ou seja, todas aquelas ocorridas desde a última reorganização tectônica da placa (Mörner, 1989) – no caso do interior da placa Sul-Americana o limite é estabelecido pelo intervalo Oligoceno-Mioceno, à 23 M.a. (Hasui, 1990) – é realizada principalmente por meio de parâmetros geomorfológicos devido a estreita relação entre as formas de relevo e as propriedades geológicas do substrato do terreno. Esse enfoque é motivado pelo princípio geomorfológico de que os agentes exógenos tendem a suavizar e aplainar o relevo, atenuando as assimetrias e anomalias provocadas pelo tectonismo e contrastes litológicos (Davis, 1889).

Dentre os métodos de análise disponíveis se destacam aqueles focados no arranjo das redes de drenagem, tanto por meio da definição de seus padrões e anomalias, quanto pela mensura de suas bacias hidrográficas. O foco nas redes de drenagens, dentre todos os componentes do relevo, se justifica por serem os elementos mais suscetíveis à ação tectônica (Schum,

1986), que provocam alterações súbitas no gradiente hidráulico dos rios, provocando o desarranjo das drenagens e provocando padrões anômalos assim como acarretando em assimetrias em suas bacias de drenagem.

Essa metodologia foi empregada na Bacia Hidrográfica do rio Jordão (BHRJ) – localizada no terceiro planalto paranaense, onde afloram as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral – visando à determinação de possíveis reativações na Zona de Falha Taxaquara (ZFT), que corta em direção ENE-WSW a Bacia do Paraná, assim como a BHRJ, localizada em seu interior. A ZFT, de direção entre N60E e N80E, foi inicialmente descrita no estado de São Paulo nas rochas Neoproterozoicas da faixa Ribeira (Hennies *et al.*, 1967) como transcorrência dextral ocorrida no estágio final do ciclo Brasileiro; a identificação da continuidade dessa estrutura sob a Bacia do Paraná foi realizada por Zalán *et al.* (1986) por meio de imagens de satélite e radar, porém, sua influência sobre a evolução e a deformação da bacia ainda é desconhecida, o que motivou o estudo da relação entre as reativações neotectônicas dessa zona de falha com a configuração atual da paisagem local.

Aliados aos indicadores morfométricos foram realizadas interpretações de imagens de satélite (Landsat 8) e radar (SRTM), assim como dos mapas de elevação digital, declividades e *knickpoints* provenientes dessas imagens. Paralelamente a essas análises foram realizados trabalhos de campo onde foram descritas e aferidas as estruturas rúpteis existentes na BHRJ, posteriormente tratadas estatisticamente – amparados em conceitos mecânicos a respeito da ativação/reactivação dessas falhas – de onde foram definidos os eventos de deformação que contribuíram na configuração atual do relevo da BHRJ.

Localização

A BHRJ situa-se na região centro-sul do estado do Paraná, no limite leste do terceiro planalto do Paraná, iniciando-se logo após a Escarpa da Esperança, que limita o segundo do terceiro planalto paranaense. O rio Jordão possui

extensão de 198 km e sua bacia hidrográfica possui 4.730 km², sendo o maior afluente do rio Iguaçu, que configura a maior bacia hidrográfica do estado do Paraná, estendendo-se por toda a porção meridional do estado do Paraná. A coordenada (WGS 1984) do limite oeste (X) da BHRJ está em aproximadamente 380000 e o leste (X) em 490000, enquanto os limites norte e sul (Y) estão a 7220000 e 7130000 respectivamente (Fig. 20).

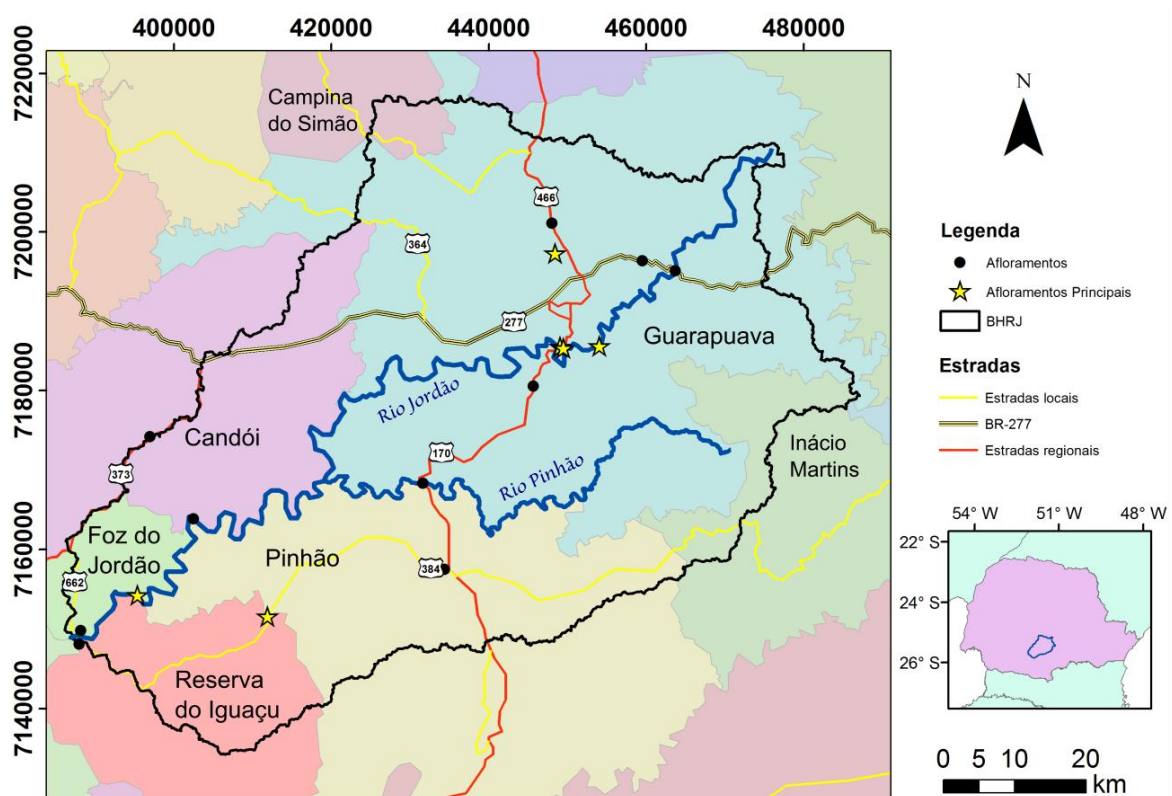


Figura 20: Mapa de Localização da Bacia Hidrográfica do rio Jordão (BHRJ).

Sete municípios são drenados pela BHRJ, Campina do Simão, Candói, Foz do Jordão, Guarapuava, Inácio Martins, Pinhão e Reserva do Iguaçu, porém com 83% concentrados em Guarapuava (50%), Pinhão (21%) e Candói (12%). A principal via de acesso a BHRJ é a BR-277, que liga Curitiba a Guarapuava, à Pinhão pela PR-170, à Candói pela PR-373 e à Foz do Jordão pelas PR-384 e PR-662.

Contexto Geológico

A Formação Serra Geral é composta por rochas vulcânicas predominantemente basálticas com a ocorrência de derrames ácidos associados, ambos formados durante o magmatismo da província do Paraná (Nardy *et al.*, 2008). Na região da BHRJ as rochas ácidas são constituídas por traquitos do tipo Chapecó e ocorrem na forma de três platôs ígneos localizados nos municípios homônimos de Guarapuava, Candói e Pinhão. O maior desses platôs (Guarapuava) localiza-se na porção norte da Bacia e possui forma circular enquanto os outros dois – menores – possuem forma mais alongada e estão próximos à foz do rio Jordão (Fig. 21).

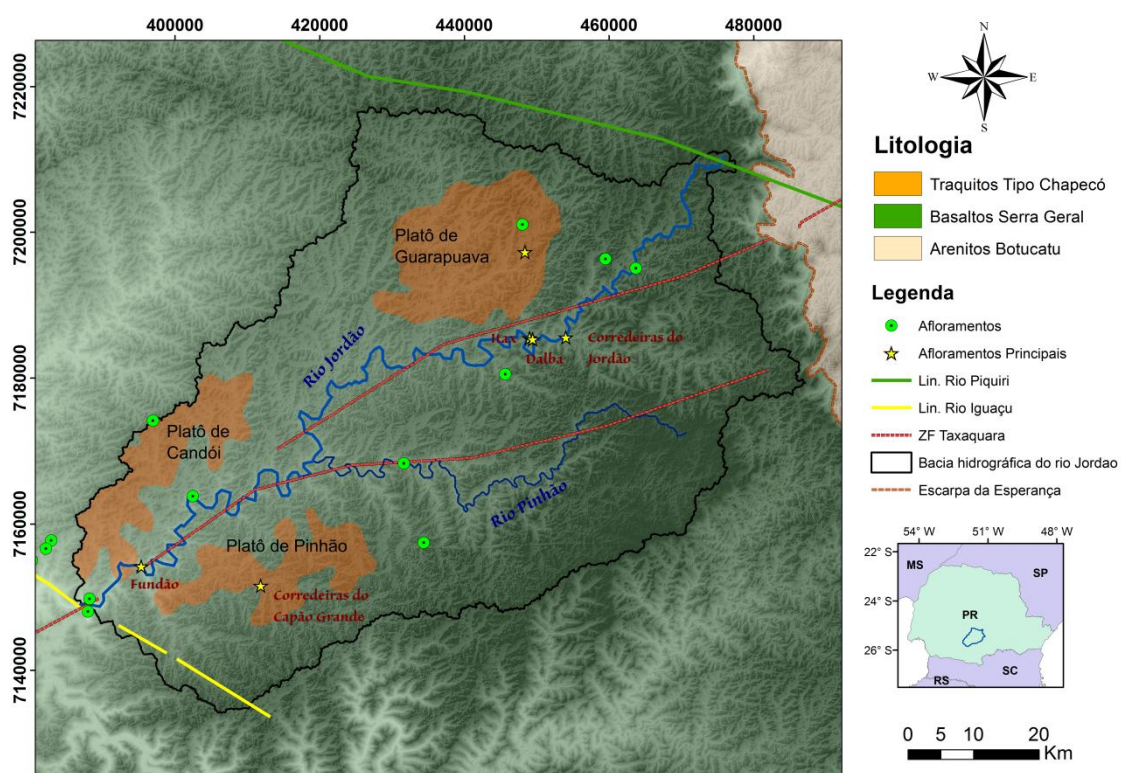


Figura 21: Mapa Geológico da BHRJ sobreposto ao MDE contendo os afloramentos descritos; os principais deles foram nomeados no mapa.

Essas rochas se formaram no Cretáceo Inferior dentro de um contexto de ruptura do Gondwana (reativação Wealdeniana, Almeida, 1967) e foram datadas em $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com idades de $134,7 \pm 1$ Ma (Thiede & Vasconcelos, 2008). Os derrames que deram origem a esses basaltos ocorreram em um curto espaço temporal de 1,2 Ma (Thiede & Vasconcelos, 2010), porém, suas

taxas de efusão foram relativamente lentas (Weichel *et al.*, 2006), o que permitiu a formação dos imensos derrames inflados que caracterizam a Formação Serra Geral. Na BHRJ na maior parte dos afloramentos os basaltos são maciços e pouco fraturados, portanto pertencentes ao núcleo de um derrame inflado, enquanto os afloramentos mais intensamente fraturados, presentes na borda oeste da BHRJ, pertencem ao topo de outro derrame.

Materiais e Métodos

A análise morfoestrutural da BHRJ foi realizada através de parâmetros morfológicos e da obtenção de dados geológicos estruturais. Dentro dos parâmetros morfológicos foram examinados 1) o relevo local, pelos mapas hipsométrico e de declividade; 2) a rede de drenagem, pela interpretação de seus padrões e anomalias, assim como das assimetrias de suas bacias hidrográficas (Soares & Fiori, 1976) e 3) a definição dos lineamentos estruturais, por meio das imagens de radar em relevo sombreado e das cenas de Landsat 8. Aliados a esses três conjuntos de técnicas foram utilizados os *knickpoints* da BHRJ, extraídos das imagens de radar (SRTM-TOPODATA, Valeriano, 2008), que contribuíram para a delimitação das superfícies aplainadas e dos platôs vulcânicos (1: relevo), a determinação de capturas de drenagem (2: drenagem) e na confecção de densidade de *knickpoints* que serviram de base para a definição de zonas estruturais, dentre elas a própria ZFT (3: lineamentos).

A assimetria das bacias foi mensurada por meio dos métodos de Hare e Gardner (1985) e Cox (1994). O primeiro modelo, o fator de assimetria da bacia de drenagem (FADB) de Hare & Gardner (1985), é baseado na diferença de área entre as margens direita e esquerda da bacia de drenagem pela equação “ $FADB = 100 \times Ad/At$ ”, onde Ad é a área à direita e At corresponde à área total da bacia, neste método o valor de 50 equivale a total simetria da bacia enquanto valores menores indicam um basculamento à direita e maiores à esquerda. O modelo de Cox (1994) – fator de simetria topográfica transversa – é definido pelas distâncias entre a linha média da bacia de seu interflúvio e de seu talvegue por meio da equação “ $FSTT = Da/Dd$ ”, onde Da é distância entre

o talvegue e a linha média e Dd é a distância entre o interflúvio e a linha média, os valores segundo este método variam entre 0 e 1, onde 0 corresponde a ausência de assimetria.

Os mapas hipsométrico e de declividade foram extraídos das imagens SRTM-TOPODATA, que também serviram de base para a extração da rede de drenagem e da delimitação de suas bacias de drenagem. Todas essas imagens foram processadas em ambiente SIG com uso do ArcGis 10.1 (ESRI), onde também foram realizados os traçados dos lineamentos estruturais e dos mapas tectônicos.

O tratamento estatístico das medidas estruturais foi feito nos softwares Wintensor 5.8.2 (Delvaux, 2015) e Stereo 32 1.0.1 (Roller & Trepmann, 2008) amparados nos modelos de fraturamento de Riedel (1929) e de estabilidade mecânica do Círculo de Mohrs-Coulomb.

Análise dos Dados

Relevo da BHRJ: O relevo local é dividido em três zonas, baseado principalmente na textura da superfície (declividade) e com o auxílio do mapa de elevação digital (Fig. 22). A zona I possui uma rugosidade moderada e ocupa as cotas mais elevadas, localizadas principalmente nas bordas norte, leste e sul da BHRJ, ocupando uma área maior na porção sul. Essa superfície se prolonga além da BHRJ, inclusive em direção ao segundo planalto, após a Escarpa da Esperança a leste. Ao redor do rio Jordão se localiza a zona II, marcada por um relevo aplainado de rugosidade baixa, localizado entre as cotas de 730m e 950m. Esta superfície possui forma alveolar e encontra-se em uma cota inferior à da zona I, margeando o rio Jordão. A zona II ocupa a maior parte da margem direita do rio Jordão, sendo mais restrita em sua margem esquerda, concentrando-se apenas nos arredores do curso do Jordão. A zona III é a menos extensa, possuindo relevo mais acidentado (forte-ondulado a montanhoso) e é configurada pelos vales formados ao redor do baixo Jordão e de seu principal afluente, o rio Pinhão (Fig. 23).

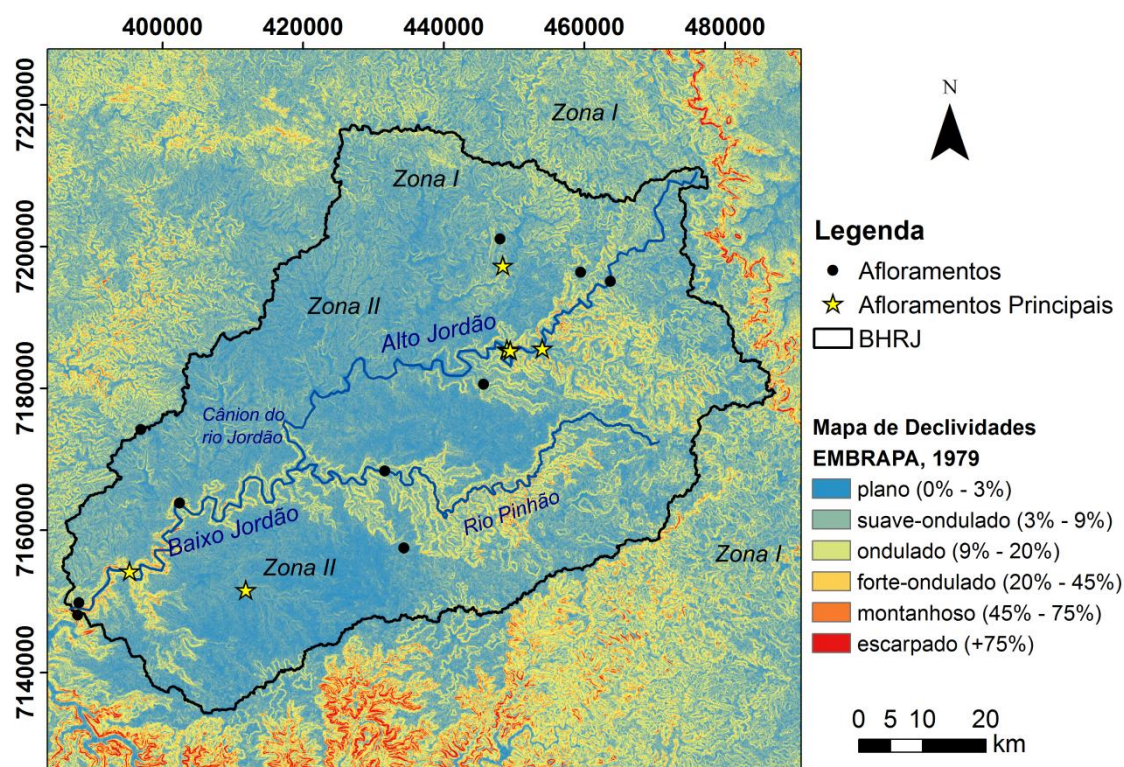


Figura 22: Mapa de Declividades da região da BHRJ. A Zona I contida no mapa, de relevo suave a forte-ondulado representa a superfície Sul-Americana de King (1956) e a Zona II, o pediplano do rio Jordão, onde o relevo varia de plano a suave-ondulado equivale a Superfície de Cristas Médias de Ab'Saber (1962). Os vales do baixo Jordão e do rio Pinhão, onde o relevo varia de forte-ondulado a montanhoso configura a Zona III.

Os maiores *knickpoints* se concentram nos limites entre essas zonas, principalmente na interface entre as zonas II e III, nos pontos onde se iniciam os vales que caracterizam a zona III. A maioria desses vales possui direção entre N45E e N80E, porém, o *knickpoint* mais proeminente da BHRJ está associado a formação de um cânion de direção aproximada de N15W, que liga o alto Jordão ao baixo Jordão, na porção central da BHRJ; esse cânion termina no ponto de confluência entre os rios Jordão e Pinhão, a partir de onde o Jordão se encaixa em um vale de direção ENE até sua foz no rio Iguaçu. O cânion do Jordão corta uma das mais marcantes feições do relevo da BHRJ, o divisor de águas que separa os rios Jordão (alto Jordão) e Pinhão; esse interflúvio possui direção ENE e se prolonga por quase toda a BHRJ, embora esteja bastante erodido na parte oeste da bacia, após o cânion, na região mais a jusante do rio Jordão.

Knickpoints de menor porte circundam os platôs vulcânicos ácidos da BHRJ, mais evidentemente o platô de Guarapuava. O traçado formado por esses *knickpoints* é concordante aos limites estabelecidos para estes derrames segundo o mapa geológico da CPRM (2006).

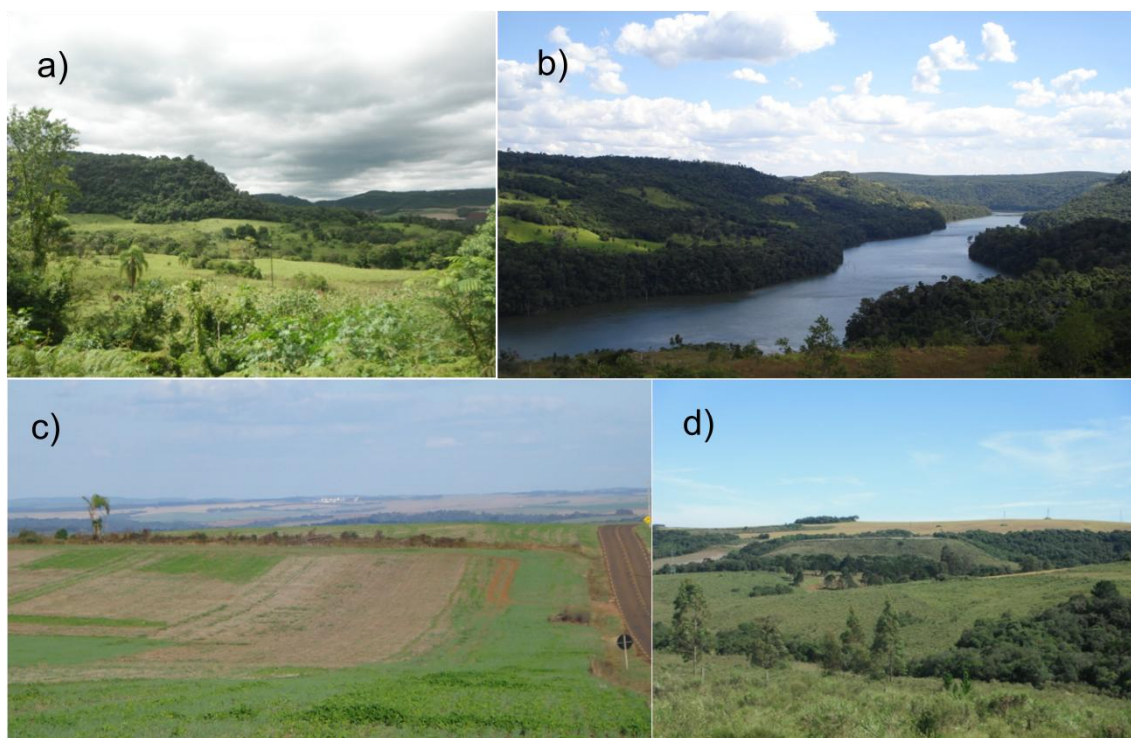


Figura 23: Imagens do relevo da Bacia Hidrográfica do rio Jordão. No canto superior esquerdo imagem do relevo acidentado da bacia do rio Pinhão (a), e no canto superior direito o vale do rio baixo Jordão (b), próximo a central hidroelétrica do Fundão. No canto inferior esquerdo observa-se o relevo suavemente ondulado característico do pediplano do rio Jordão na bacia do rio Caracu (c) e no canto inferior direito a margem do rio alto Jordão (d) onde não existe um vale entalhado ao seu redor.

Rede de drenagem da BHRJ (Fig. 24): Os padrões de drenagem na BHRJ são bastante distintos em suas margens; a margem a direita do rio Jordão é marcado por um padrão dendrítico/subdendrítico com os segmentos de drenagem com orientação predominantemente NE-SW (N30E à N75E), enquanto na margem esquerda ocorrem extensos segmentos de drenagens assimétricos com direção preferencialmente ENE-WSW/E-W (entre N70E e N80W), ao longo dessas drenagens assimétricas se desenvolve um padrão de drenagens em paralelo – estas com direção NW-SE – sempre em suas faces sudeste. Essas drenagens assimétricas ocorrem em todos os três grandes afluentes da margem esquerda do rio Jordão: o rio Bananas, o rio Pinhão e o

rio Capão Grande; e seus valores, em FADB, são de 25, 26 e 15 respectivamente (em uma escala de 0 à 100) indicando uma assimetria acentuada para NNW na bacia hidrográfica destes rios.

A ocorrência dessas drenagens provoca a assimetria de toda a BHRJ, sobretudo em sua porção à jusante. O valor de FADB para a BHRJ é de 41, revelando uma assimetria suave para NW, porém, o FSTT mostra que esse valor é variável ao longo do percurso do rio Jordão, indo desde 0,048 em sua cabeceira até 0,33 em sua jusante, onde atinge seus valores máximos. Os valores crescem gradativamente a partir dos arredores do cânion do Jordão, e após esse, ao longo do baixo Jordão, assumem valores de moderados à altos de assimetria (maiores que 0,2).

Os valores de assimetria para as bacias localizadas na margem direita, que se encontram sobrepostas ao pediplano do Jordão, assim como das demais bacias menores da margem esquerda localizadas sobre esta superfície, possuem valores distintos dos da margem esquerda, indicando uma assimetria muito mais branda, com valores variando de 40 à 60 na maioria das bacias. As três exceções a esse padrão são as bacias dos rios Cascavel (32), Coutinho (84) e Passo da Cachoeira (63), sendo a primeira e a terceira de assimetria moderada e apenas a do rio Coutinho mais marcante, com uma assimetria forte para leste, resultante da captura e decapitação de drenagens de suas bacias vizinhas à noroeste e norte.

A captura dessas drenagens está na maioria dos casos relacionada à presença de *knickpoints*, incluindo aquele que antecede o cânion do Jordão. Essas capturas de drenagem são provocadas por segmentos de direção NNE-SSW e NNW-SSE, que desviam o fluxo dos canais NE-SW, canalizando o fluxo destes. A ocorrência dessas drenagens NNE e NNW não se limita a nenhuma das duas margens, formando alinhamentos de segmentos com essas direções que se prolongam por toda a BHRJ.

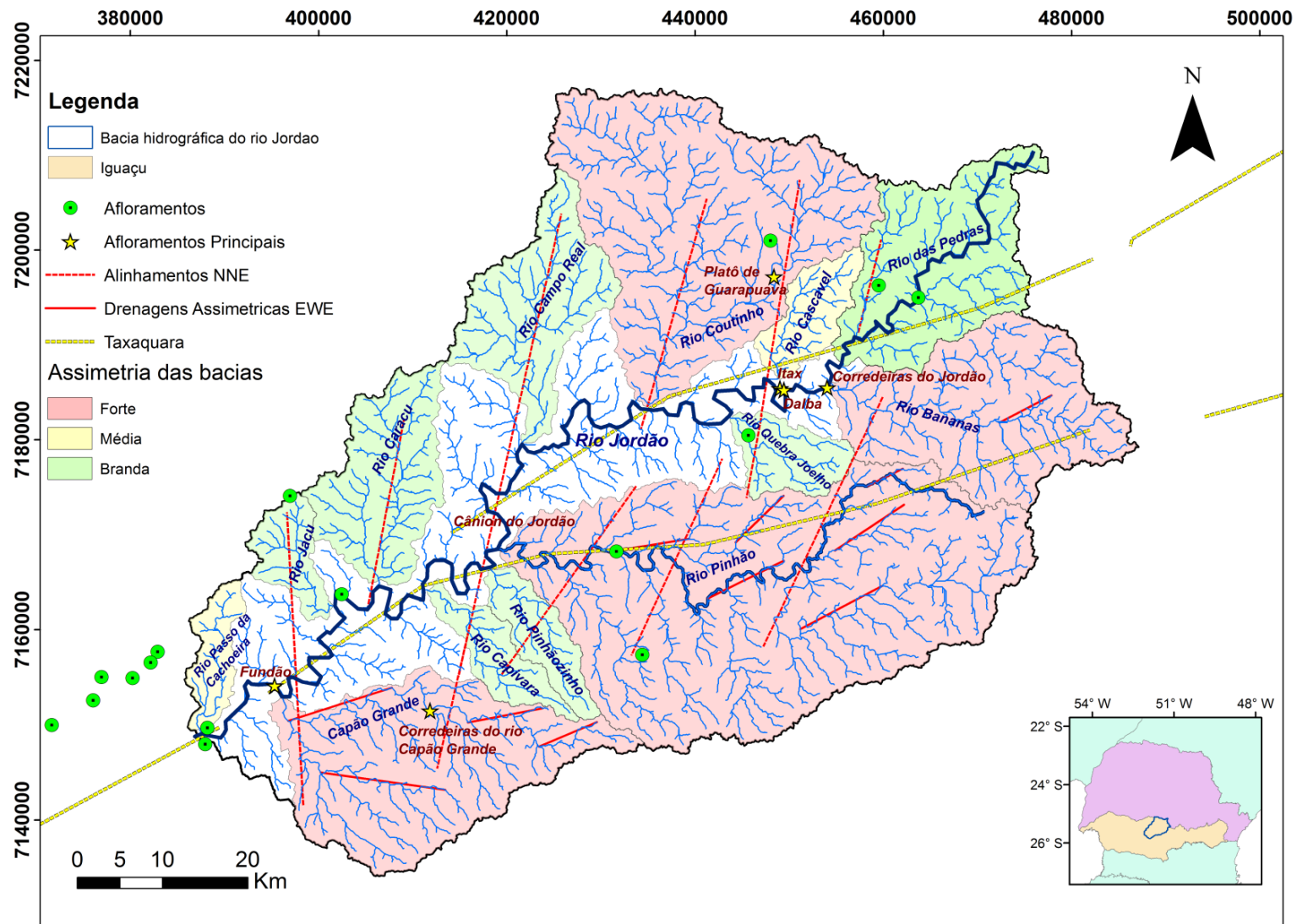


Figura 24: Rede de drenagem do rio Jordão. Os lineamentos vermelhos contínuos representam as drenagens assimétricas desenvolvidas por influência de falhas subsidiárias da Taxaquara; os lineamentos pontilhados representam os lineamentos NNE e NNW responsáveis pela ruptura dos antigos interflúvios. A coloração das sub-bacias representa o grau de assimetria das mesmas.

Lineamentos estruturais: Além dos lineamentos de drenagem anteriormente citados – alinhamentos de drenagem NE-SW; alinhamentos de drenagem NNW-SSE e NNE-SSE e os lineamentos ENE-WSW formados pelas drenagem assimétricas – uma série de outros lineamentos foi observada por meio das imagens em relevo sombreado, Landsat-8 e pelo mapa de densidade de *knickpoints*. O mais pronunciado desses corresponde a ZFT, marcante nas imagens de relevo sombreado e no mapa de densidade. Nas de relevo sombreado ela é caracterizada por uma cicatriz no terreno, na qual o rio baixo Jordão/Pinhão se encaixa, e no mapa de densidade ela se revela por uma faixa onde se concentram os maiores valores dos *knickpoints*, coincidente com o traçado anterior; nessa última imagem é possível observar que a ZFT se bifurca no cânion do Jordão, prolongando-se paralelamente ao alto Jordão na parte norte da BHRJ.

Os alinhamentos de drenagem NNE-SSW são ressaltados nas imagens de relevo sombreado, sendo os mais marcantes presentes na margem direita da BHRJ. As drenagens assimétricas podem ser observadas nas imagens de densidade e nas de relevo sombreado e possuem aspectos semelhantes à ZFT, diferindo-se dela apenas por possuírem menor porte. A maior densidade de traços nas imagens de relevo sombreado é estabelecida pelo padrão NE-SW, composto em sua maioria por segmentos curtos e pouco profundos alinhados, correspondente ao padrão principal de drenagens da BHRJ.

As cenas de Landsat-8 permitem a visualização de grandes lineamentos NW-SE, também observáveis nas imagens de relevo sombreado, que cortam a BHRJ; esses lineamentos são paralelos aos lineamentos rio Iguaçu e rio Piquiri que limitam a BHRJ à sudoeste e nordeste. Embora os lineamentos NW-SE sejam penetrativos na região, possuindo um espaçamento médio de 10 km, sua contribuição ao relevo local é secundária, servindo apenas como encaixe das drenagens paralelas NW-SE que se associam às drenagens assimétricas ESSE-WNW.

Análise Estrutural: De um total de 637 medidas de planos de fratura, 263 possuíam indicadores cinemáticos confiáveis, das quais foram definidos quatro padrões principais de atitudes (Fig. 25). O mais representativo desses é

configurado por falhas verticais com direção entre N45E e N70E (F1), mesma direção da ZFT, e é caracterizado por planos de extensão decamétrica (vertical e horizontal), podendo atingir 20m de propagação vertical e até 50m horizontal, como nas pedreiras Itax e Dalba, localizadas nas margens do rio Pinhão, no município de Guarapuava. Os planos de F1 possuem indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais e frequentemente dois padrões de estrias em um mesmo plano, nesses casos um deles com caimento sub-horizontal (até 10°) e o outro padrão com mergulhos oblíquos (entre 20° e 35°).

A segunda direção de maior frequência possui direção E-W (F2), entre N75E e N75W, também subvertical. Seus planos também possuem estrias sub-horizontais e oblíquas, com os mesmos caimentos de F1, e cinemáticas tanto dextrais quanto sinistrais. O porte desses planos é métrico, com os maiores chegando à 15m de extensão lateral, também observados nas pedreiras Dalba e Itax na região nordeste da BHRJ. Em afloramento é constante a associação entre esses dois padrões principais de fraturas, ocorrendo uma delas (geralmente F1) como a falha principal e as outras ocorrendo escalonadas; esse mesmo arranjo de fraturas é responsável pela formação de cachoeiras no rio Jordão e em seus principais afluentes, dando origem a corredeiras como no rio Jordão (nordeste) e do rio Capão Grande (sul).

Outros dois padrões de medidas se destacam na BHRJ, os de direção entre N10E e N45E (F3) e os de direção entre N25W e N10E (F4). Os membros de F3 são de porte métrico, raramente ultrapassando os 5m, e assim como F1 e F2 têm cinemática tanto dextral quanto sinistral, embora essas possuam sempre estrias monodirecionais; já as fraturas de F4 são predominantemente dextrais e possuem comumente extensões laterais superiores a 15m e até 10m de continuidade vertical.

Nas proximidades dos lineamentos NW-SE traçados ocorrem com frequência falhas subverticais NW-SE reativadas com cinemática normal; seus planos são lisos e possuem porte decamétrico. A maior concentração observada dessas falhas é na região do Lineamento Iguaçu, localizado no limite sul/sudoeste da BHRJ.

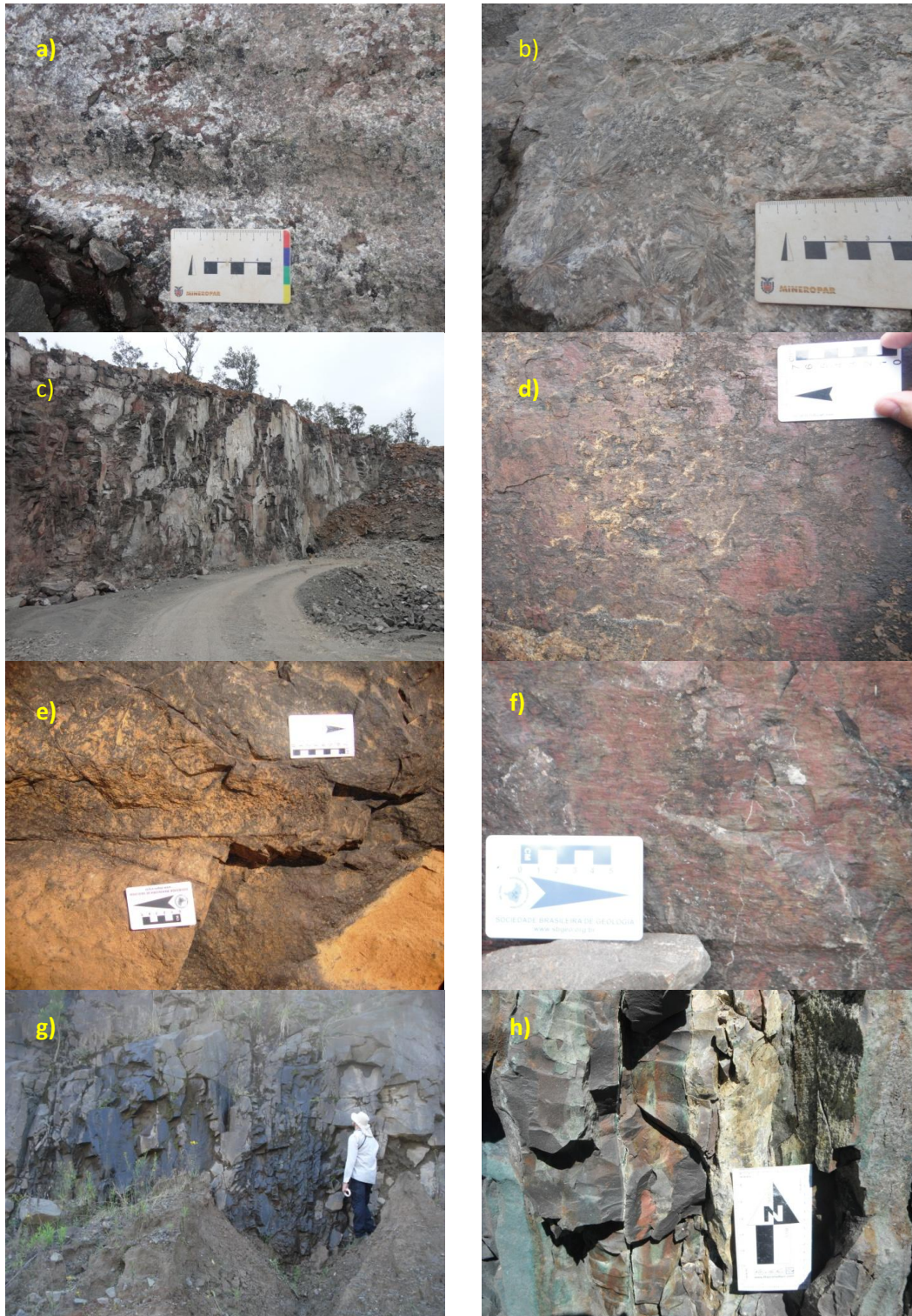


Figura 25: Feição dos planos de fratura de F1, tipicamente preenchidos por carbonatos (a) e em alguns preenchidos por cristais fibrorradiados (b). O porte decamétrico das fraturas de F1, quando próximas a Zona de Falha Taxaquara, pode ser observado nas pedreiras Dalba e Itax, localizadas próximas ao rio Jordão (c). Os planos de F2 (E-W) possuem frequentemente coloração amarelada (d). Relação entre as fraturas de F1 em F2, constante na área, onde umas das duas, geralmente F2, ocorre como fraturas escalanodas e a outra como falha principal (e), neste exemplo tem-se uma falha N70E dextral e as escalonas E-W. Feição típica dos planos de F3, apresentando geralmente colorações avermelhadas (f). As brechas de falha, típicas dos topos de derrames em escala de afloramento (g) e aproximado (h).

Brechas de falha ocorrem com direção preferencial paralela a F1, embora ocorram também em menor número com direção N-S e NW-SE. A ocorrência dessas brechas, embora não esteja restrito a eles, é associada aos topos de derrame, já intensamente fraturado pelas juntas de resfriamento, onde os outros padrões de fraturamento não se manifestam. Essas brechas são configuradas por bandas onde a concentração de fraturas (subverticais) aumenta e o espaçamento entre essas varia entre 5 e 10cm.

Ocorrem na BHRJ dois padrões de falhas conjugadas, ambos configurados por um par dextral/sinistral. O mais comum deles é composto por falhas dextrais de direção N60-85E (F1 e F2) e sinistrais de direção entre N40-60W. O segundo padrão é formado por falhas N20-40E dextrais (F3) e falhas sinistrais de direção N60-75E (F1) e N75E-N85W (F2).

Em diversos afloramentos foi possível observar que existe uma relação de corte entre os quatro padrões principais, indicando a existência de mais de um evento de deformação responsável pela nucleação/reativação das fraturas existentes na BHRJ. Dois momentos distintos podem ser distinguidos por esse arranjo; nas corredeiras do rio Capão Grande e na pedreira Dalba foram observados falhas dextrais de F4 (N-S/NNW-SSE) cortando fraturas de F2 (E-W); um evento subsequente a esse é reconhecido pela presença – nos afloramentos da barragem da central hidroelétrica do Fundão, localizada no baixo Jordão, nas corredeiras do rio Jordão e nas pedreiras Dalba e Itax – de fraturas de F4 sendo cortadas por falhas dextrais de F1 e F2 e falhas sinistrais N45-60W.

Discussões

Tensores e suas feições de relevo: O tratamento estatístico das medidas revelou a atuação de três tensores compressivos na nucleação/reativação das falhas locais (Fig. 26). As falhas sinistrais de F1 e F2 foram movimentadas por um tensor (σ_1) de direção N45E, assim como as falhas dextrais de F3. As falhas dextrais de F4 foram nucleadas por um σ_1 N02E, responsável também pela reativação sinistral das falhas NE-SW (F3). O

terceiro tensor – de natureza transtensiva e direção N85W – foi responsável pela reativação dextral das falhas F1 e F2 e sinistral das falhas NW-SE, que embora não tenham densidade de ocorrência suficiente para a definição de um padrão, possuem integrantes responsáveis pelo deslocamento de falhas de F4, portanto importantes na definição dos eventos deformacionais.

As falhas de F1 e F2 possuem a mesma direção da ZFT, portanto os eventos responsáveis pela movimentação dessas falhas também provocaram a sua movimentação com cinemática análoga, de onde se deduz que dois dos eventos anteriormente definidos foram responsáveis pela reativação da mesma.

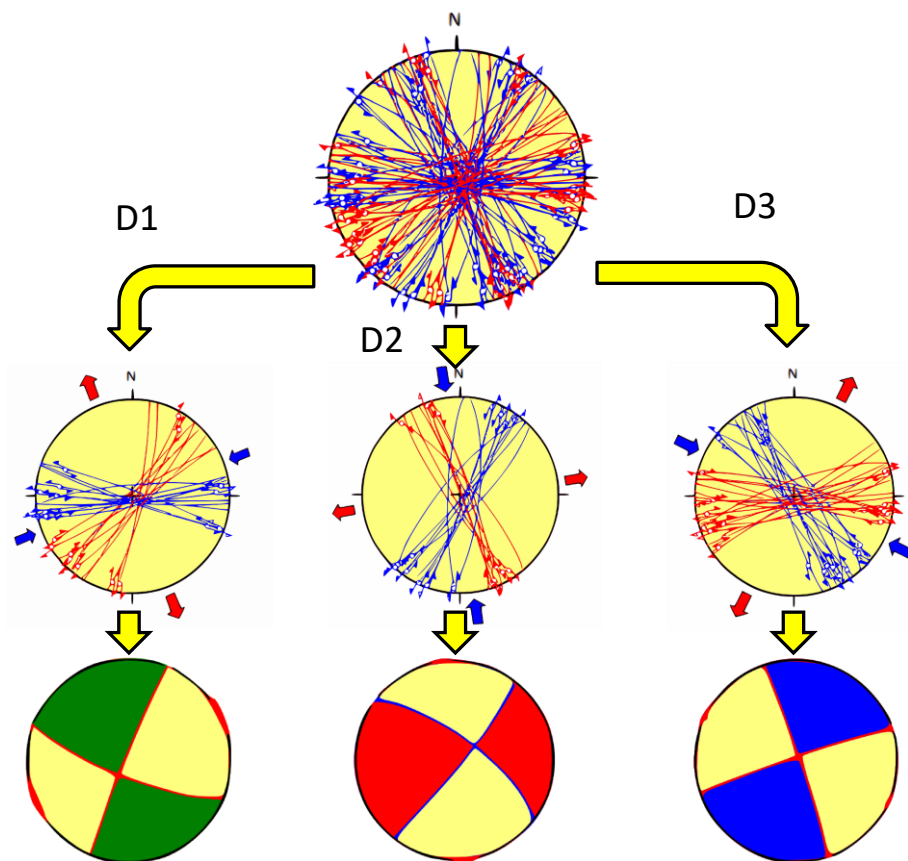


Figura 26: Esquema com as medidas estruturais pertencentes a cada um dos três eventos descritos. Nos estereogramas as linhas em azul representam falhas sinistrais e as vermelhas falhas dextrais. No estereograma principal constam as medidas dos três menores. No segundo nível estão os estereogramas individualizados e no terceiro as flecha de compressão e distensão de cada um dos três eventos ao lado dos diagramas em bola de praia (distensão colorida).

A hierarquia dos eventos foi definida pela relação de corte entre os padrões de falhas descritos; o primeiro evento (D1) foi o de σ_1 N45E, que teria gerado as falhas F1 e F2 que teriam posteriormente sido cortadas pelas falhas de F4, como observado nas corredeiras do rio Capão Grande. Foi o evento D1 que provocou a ativação sinistral da ZFT, que consequentemente estabeleceu o domínio das drenagens NE-SW na região, encaixadas em suas fraturas subsidiárias. Os grandes planos de falha de F1 presentes nas pedreiras ao redor do rio Jordão são subsidiários da ZFT contidos em sua zona de dano.

O segundo evento (D2) corresponde ao tensor N02E, e foi responsável pela movimentação dextral das falhas NNW-SSE que cortaram a ZFT. Foi essa movimentação que provocou a formação do cânion do rio Jordão, que rasgou o interflúvio ENE-WSW que separava as antigas bacias do alto Jordão e do Pinhão-Baixo Jordão, que antigamente formavam duas bacias hidrográficas distintas. Quando os lineamentos NNE-SSW romperam os divisores de águas ENE-WSW, todo o sistema de drenagens que hoje pertence à BHRJ passou a responder ao nível de base do rio sobreposto a ZFT, com maior quociente hidráulico, o que acarretou na captura das drenagens das bacias adjacentes. O porte dos *knickpoints*, assim como a declividade dos vales encaixados nesses lineamentos NNE-SSW permite determinar que esse evento possui uma idade recente, devido ao fato de as feições de relevo ainda estarem no estágio juvenil de desenvolvimento, que de outra forma já estariam suavizados pela ação dos agentes exógenos.

Mesmo D2 possuindo uma idade relativamente jovem, ele não configura o evento mais recente que contribuiu na morfologia da BHRJ, sendo sucedido por um terceiro evento (D3), como releva as relações de corte observadas em campo. D3 é o evento de σ_1 N85W, responsável pela reativação dextral/oblíqua da Zona ZFT e sinistral das falhas NW-SE. No relevo esse evento agiu na formação dos lineamentos ENE-WSW, constituídos por drenagens assimétricas. Esses lineamentos são paralelos a F2, logo – em disposição análoga as fraturas de F1 e F2, presentes nas corredeiras do rio Jordão – foram gerados pela movimentação da ZFT, se comportando como estruturas secundárias desta. A disposição desses lineamentos e suas drenagens assimétricas, assim como as estrias oblíquas nos planos de F1 e

F2, sugere uma movimentação rotacional dos blocos a sudeste/sul desses lineamentos, formando *hemi-grabens*, onde a parte noroeste/norte desses blocos rotacionados – em contato com as falhas obliquas – sofreu basculamento em relação a sua outra extremidade, à sudeste/sul, assim como em relação ao bloco adjacente.

Assim como as feições de relevo de D2, as de D3 também têm características de relevos jovens, seja pelos *knickpoints* de grande porte localizados ao longo dos cursos dos rios baixo Jordão, Pinhão e Capão Grande, seja pela configuração dos vales de direção ENE-WSW desses mesmos rios, ainda em processo intenso de *downwearing* em detrimento ao *backwearing*, que passa a dominar conforme o processo de denudação torna-se mais maduro (King, 1953).

Relação cronológica entre os eventos: Devido a todas as formações rochosas da BHRJ possuírem idades próximas (Cretáceo Inferior) não foi possível estabelecer a idade dos eventos através desse tipo de relação. A maturidade das feições de relevo é suficiente para estabelecer a relação entre os eventos, mas não para datá-los, para isso foi usado como referências às idades obtidas para eventos análogos a esses descritos em outras localidades na região sul e sudeste do Brasil, assim como a idade das superfícies aplainamento regionais.

As três zonas homólogas de terreno possuem correlato na literatura, sendo descritas por De Martonne (1943), King (1956), Ab'Saber (1962), Bigarella *et al.* (1965) e Valadão (1998). A superfície do nível superior, que ocupa as bordas da BHRJ e suas vizinhanças corresponde à superfície Sul-Americana de King (1956) e Valadão (1998), chamada de Pd3 no estado de Paraná por Bigarella *et al.* (1965); essa superfície se desenvolveu entre o final do Cretáceo Superior e o início do Paleógeno, estabelecendo portanto essa idade como limite para os eventos de deformação que agiram sobre a paisagem da BHRJ, visto que todas as feições de relevo deformam direta ou indiretamente esta superfície.

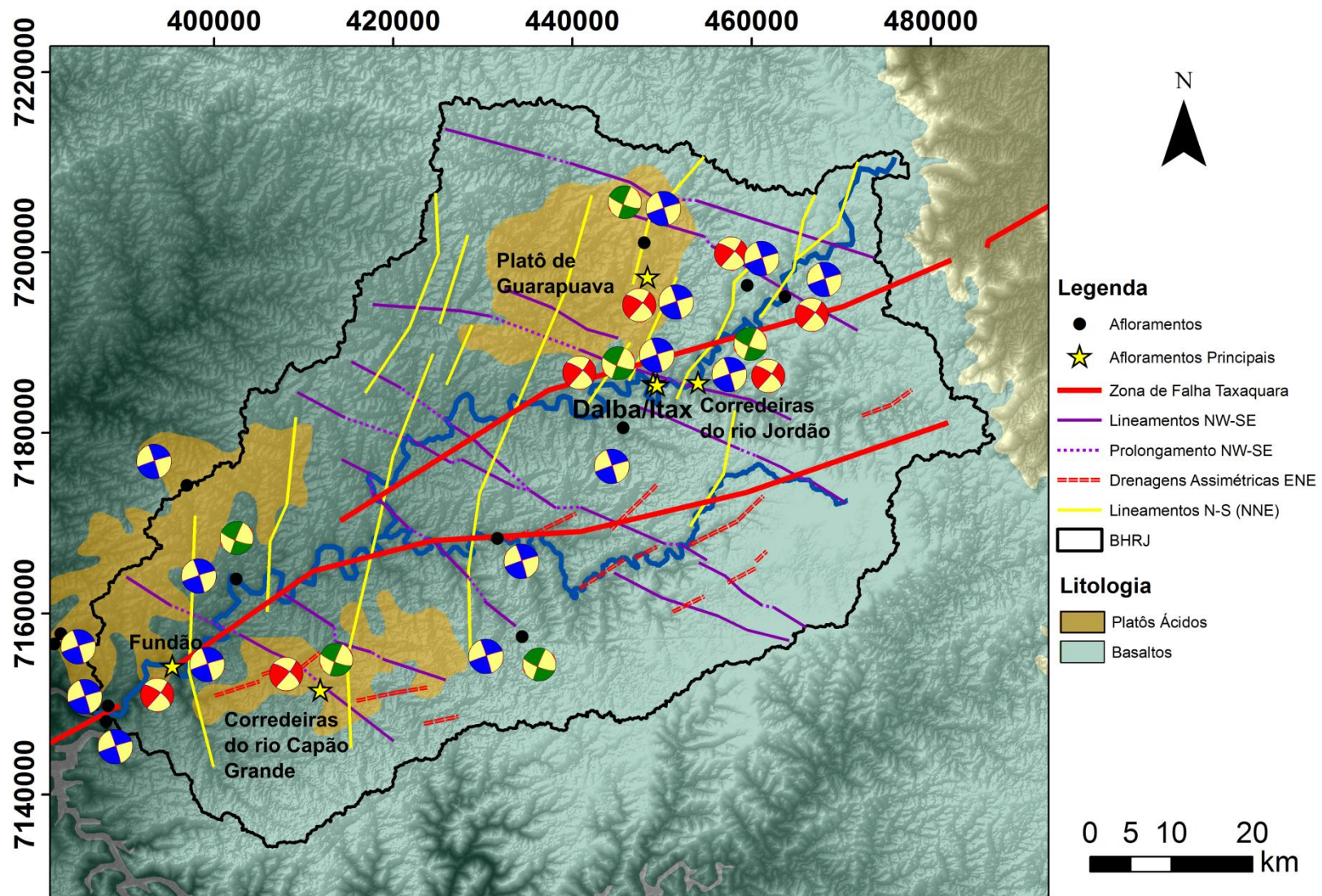


Figura 27: Mapa tectônico da BHRJ construído a partir das diversas imagens analisadas. Em cada um dos afloramentos descritos foram plotados os respectivos diagramas de bola de praia, representando as estruturas presentes. As bolas verdes representam D1 (paleogênico), as vermelhas D2 (plio-pleistocênico) e as azuis D3 (holocênico).

A zona II, mais jovem, corresponde a superfície de Cristas Médias de Ab'Saber (1962) – chamada de Pd2 por Bigarella *et al.* (1965) – que se desenvolveu durante o Oligoceno e o Mioceno, portanto, os eventos que deformaram essa superfícies podem ser considerados neotectônicos na acepção de Möner (1989), como é o caso dos eventos D2 e D3. A zona III não atingiu ainda, na BHRJ, a fase de aplainamento, mas possui mesmo nível de base da superfície Pd1, ou Iguaçu, de Bigarella *et al.* (1965). Portanto, o desnudamento da superfície de Cristas Médias na BHRJ (zona II) ocorre sobre os esforços tectônicos de D2 e posteriormente de D3 – esse último ainda atuante, definindo um evento neotectônico também na definição de Stewart e Hancock (1994) – concomitantemente ao desenvolvimento da superfície Iguaçu em outras localidades do estado do Paraná.

A idade de D1 é incerta, pois dois eventos de direção NE-SW ocorreram entre as formações das zonas I e II, um ocorrido entre o Paleoceno e o Eoceno, e outro de idade Oligocênica; possivelmente estes dois eventos possam corresponder a um mesmo evento contínuo, atuantes durante todo o Paleogeno, intercalados por uma fase distensiva NW-SE (inversão de σ_1 e σ_2), que acarretou na criação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro, mas não chegou a deformar a Bacia do Paraná. Devido à incerteza sobre a continuidade desses eventos, e a ausência de deformações provenientes da distensão NW-SE nas rochas da BHRJ a idade de D1 foi considerada como Paleogênica, o que seria mais plausível visto que as idades entre o segundo evento compressivo NE-SW e o pediplano do Jordão são muito próximas.

As feições de D2 encontram paralelo ao evento N-S proposto por Chavez-Kuz e Salamuni (2008) na bacia sedimentar de Curitiba, uma das bacias tafrogênicas do sudeste, e segundo os autores esse evento se manifestou durante as épocas do Plioceno e do Pleistoceno. O evento seguinte (D3) corresponde ao evento neotectônico Holocênico de Riccomini (1989, 1995), responsável pela geração do binário dextral E-W definido nas bacias tafrogênicas do Rift Continental do Sudeste Brasileiro.

Conclusões

A BHRJ é configurada por três episódios morfotectônicos intercalados pela formação da formação de uma superfície de aplainamento, durante o Oligoceno-Mioceno, em um período de calma tectônica. Durante essa estabilidade ocorreu a alteração do tensor máximo compressivo atuante sobre a região, variando de NE-SW, o qual foi dominante durante todo o Paleógeno, para WNW-ESE, que é o tensor neotectônico atual sobre a placa Sul-America. Ambos esses tensores provocaram reativações na ZFT, o primeiro com cinemática sinistral e o último com movimentação transtensiva dextral.

Entre a formação do pediplano do Jordão e a instauração do tensor WNW-ESE ocorreu um evento compressivo de direção N-S, que foi o responsável pela desestabilização da rede de drenagens pretérita, antes isoladas, e consequente reorganização dessas sob o gradiente hidráulico do rio sobreposto a ZFT, o rio baixo Jordão/Pinhão.

As encostas dos vales NNW-SSE e NNE-SSW, assim como dos vales ENE-WSW, são íngremes e escarpadas, onde se desenvolvem *knickpoints* acentuados, indicando um processo erosivo ainda jovem, portanto proveniente de eventos tectônicos recentes. A formação desses vales provocou um desarranjo nas drenagens da BHRJ, gerado pela captura de drenagens por esses vales, que ainda não foi rebalanceado pelos processos erosivos. A soma desses aspectos permite afirmar que os eventos D2 e D3 definidos para a BHRJ possuem idades neotectônicas, semelhantes a eventos de mesma direção descritos nas bacias tafrogênicas do Rift Continental do Sudeste Brasileiro e da Bacia de Curitiba.

O movimento atual da ZFT, que reflete no desenvolvimento do relevo da BHRJ, é provocado pelo tensor WNW-ESE, fazendo com que essa possua uma movimentação dextral oblíqua, onde o bloco sudeste/sul rotaciona pela movimentação de falhas secundárias N70E e E-W, culminando no desenvolvimento das drenagens assimétricas ENE-WSW e WNW-ESE, típicas da margem esquerda do rio Jordão.

Agradecimentos

Ao Grupo Neotectônica da UFPR pela estrutura fornecida durante a pesquisa, ao programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR, à CAPES pela bolsa de estudos e à Fundação Araucária pelo financiamento das etapas de campo.

Capítulo 7 – Conclusões

O relevo da bacia hidrográfica do rio Jordão (BHRJ) é marcado pela atuação de três eventos de deformação, o mais antigo ocorrido provavelmente entre o Cretáceo Superior e o Paleogeno (σ_1 NE-SW), o segundo entre o Plioceno e Pleistoceno, com σ_1 N-S, e o último deles, e possivelmente ainda atuante, de natureza transtrativa tem idade Holocênica e σ_1 WNW-ESE.

O primeiro dos eventos (D1) foi responsável pela reativação sinistral da Zona de Falha Taxaquara (ZFT) e pela formação das drenagens NE e ENE da margem direita do rio Jordão, assim como dos interflúvios de mesma direção comuns na mesma margem. Riccomini (1989) definiu um evento compressivo de mesma direção no intervalo Mioceno-Plioceno que deformou os sedimentos do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, porém, esse não atuou – ao menos de forma decisiva – sobre a BHRJ, visto que esse evento é posterior à formação do pediplano do rio Jordão, durante o Oligoceno-Mioceno. A idade desse pediplano é dada pela correlação com outras superfícies aplainadas de morfologia análoga, definidas por Ab'Saber (1962) como superfícies de Cristas Médias, de idade Oligoceno-Miocenica.

O segundo evento (D2) formou os lineamentos NNW e NNE que cortam a BHRJ, e foi responsável pela captura do alto Jordão pelo rio Pinhão-baixo Jordão, formando o cânion NNW que liga os dois segmentos do Jordão. Durante esse evento ocorreu a ruptura dos interflúvios ENE formados durante D1, assim como o início da denudação do pediplano do Jordão, formado entre os eventos D1 e D2.

O último evento é responsável pela formação do *hemi-graben* que ocorre associado à movimentação transtrativa dextral da ZFT, gerado pelo rotação/basculamento do bloco sudeste e dando origem às drenagens assimétricas ENE e WSW da margem esquerda do Jordão, sobrepostas a falhas subsidiárias da ZFT. Os lineamentos NW-SE também foram reativados por D3, quando em campo estes dois sistemas de fraturas ocorrem frequentemente conjugados (o primeiro com movimentação dextral e o NW-SE

com cinemática sinistral); isso elucida a constante relação que esses dois sistemas possuem no relevo. D3 também é o responsável pelo entalhamento do vale do baixo Jordão e de seus afluentes, principalmente, da margem esquerda, acelerando o desnudamento do pediplano do Jordão já iniciado pela ação de D2.

Foi constatado que o arranjo das falhas, principalmente as de D3, não corresponde ao modelo de fraturas de Riedel, ocorrendo, por exemplo, fraturas escalonadas na posição de fraturas P desse modelo, quando estas (fraturas escalonadas) deveriam estar na posição de R; isso se deve ao fato dessas fraturas terem sido nucleadas em um momento anterior – em D1, ou até mesmo antes – o que faz com que a movimentação dessas dependa apenas de sua estabilidade mecânica, como é explanado pelo círculo de Mohr-Coulomb. Segundo esse modelo um tensor máximo hipotético desestabilizaria todo um conjunto de fraturas preexistentes, localizadas tanto a sua esquerda quanto a sua direita, em um ângulo que variaria (max. de 45°) de acordo com a intensidade dos tensores atuantes.

Quanto à variação de arquitetura entre as deformações ocorridas nos basaltos e nas vulcânicas ácidas, um dos objetivos preliminares desse estudo, é importante resaltar que ela não foi constatada em campo. As deformações presentes nos traquitos do platô de Guarapuava são similares às encontradas nos basaltos, assim como os padrões de drenagem e a densidade de lineamentos traçados.

A variação entre a característica das estruturas ocorre apenas de acordo com a porção do derrame estudado. Na parte central as fraturas se desenvolvem normalmente, e quase totalidade das estruturas utilizadas nas análises estruturais estava presentes nessa porção; porém, o topo desses derrames, intensamente fraturados, não permitiu o desenvolvimento da maioria das estruturas, pois o dano era absorvido pelas disjunções. No topo dos derrames as únicas estruturas tectônicas observadas foram as brechas de falha, geralmente subparalelas a ZFT.

Capítulo 8 – Referências Bibliográficas

Ab'Saber, A. N. 1962. Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação Pós-Cretácios do Brasil. Depto. Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese (concurso para a cadeira de Geografia Física), 80 p.

Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim DNPM-DGM. Rio de Janeiro, n.241, p.1-36.

Anderson, E. M. 1951. *The Dynamics of faulting*. Edinburgh: Olyver & Boyd.

Angelier, J., 1989, *From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data*. *Journal of Structural Geology*, v 11, p.37-50

Angelier, J.; Mechler, P. 1977. *Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalament utilisable en tectonique et en seismologie: La method des diedres droids*. *Bulletin of the Geological Society of France* 7, p.1309-1318.

Angelier, P. 1994. *Fault slip analysis and paleostress reconstruction*. In: Hancock P. L. ed. *Continental Deformation*, p. 101-120.

Arioli, E. E.; Licht, O. A. B. 2010. O Grupo Serra Geral no estado do Paraná: Mapeamento geológico em escala 1:250.000. Relatório Interno, MINEROPAR, Curitiba, 214 p.

Artur, P. C.; Soares, P. C. 2002. Paleoestruturas e Petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32(4), p. 433-448.

Assine, M. L.; Soares, P. C.; Milani, E. J. 1994. Sequencias tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24 (2), p.77-89.

Assumpção, M.; Dias, F. L.; Zevallos, I.; Naliboff, J. B. 2016. Intraplate Stress Field in South America from Earthquake Focal Mechanisms.

Bellieni, G. et al. 1984. *High- and low- Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on the mantle origin*.

Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlung, Stuttgart, v. 150, p. 272-306, 1984b.

Bellieni, G. *et al.* 1986. *Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships*. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 915-944.

Bigarella, J. J.; Mousinho, M. R. M.; Silva, J. X. 1965. *Processes and environments of the Brazilian Quaternary*. In: *INQUA Congress*, 10, Rio de Janeiro. Caderno especial Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 156p.

Castro, L. G.; Ferreira, F. J. F.; Cury, L. F.; Fiori, A. P.; Soares, P. C.; Lopes, A. P.; Oliveira, M. J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 14 (4), p. 3-18.

Chavez-Kus, L. G.; Salamuni, E. 2008. Evidências da tenção N-S intraplaca no Neógeno. Complexo Atuba – região de Curitiba (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, v.38 (4), p. 439-454.

Cox, R. T. 1994. *Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-clock tectonics: an example from the Mississippi Embayment*. *Geol. Soc. Am. Bull*, v. 106, p. 571-581.

Davis, W. M. 1899. *Geographical Journal of the Royal Geographical Society, London*. v. 14 (5). p. 481-504.

Delgado, I. M.; Pedreira, A. J. 1995. Mapa tectono-geológico do Brasil, 1:7.000.000. Rio de Janeiro: CPRM.

De Martonne, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, São Paulo, v. 5 (4), p. 532-550.

Doblas, M. 1998. *Slickenside kinematic indicators*. *Tectonophysics*, v. 295, p. 187-197.

- Doblas, M.; Mahecha, V.; Hoyos, M.; López-Ruiz, J.; Aparicio, A., 1995. *Slickenside and faults surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, Southern Spain. J. Struct. Geol.*, v. 19, p. 159-170
- Durney, D. W.; Ramsay, J. G. 1973. *Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: De Jong, K.A., Scholten, R. (eds.), Gravity and Tectonics. Wiley*, p. 67-96.
- Erlank, A. J.; Duncan, A. R.; Marsh, J. S.; Sweeney, E. J.; Hawkesworth, C. J.; Milner, S. C.; Miller, R. M.; Rodgers, N. W. 1984. *A laterally extensive geochemical discontinuity in the subcontinental Gondwana lithosphere, in: Geochemical Evolution of the Continental Crust. Poços de Caldas, Brazil*, p. 1-10.
- Ernesto, M.; Raposo, M. I. B.; Marques, L. S.; Renne, P. R.; Diogo, L. A., De Min, A. 1999. *Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 321-340.
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R.; Santoni, G. C.; Casado, F. C.; Fulfaro, V. J. 2006. Detecção de Prováveis Deformações Neotectônicas no Vale do Rio Peixe, Região Ocidental Paulista, Mediante Aplicação de Índices RDE (Relação Declividade – Extensão) em Segmentos de Drenagem. *Revista de Geociências*, v. 25, p. 271-289.
- Fernandes, L. A.; Coimbra, A. M. A. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.68 (2), p. 195-205.
- Ferrari, A.; Riccomini, C. 1999. Campo de esforços Plio-Pleistocênico na ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação coma tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29 (2), p. 195-202.
- Fodor, R. V. 1987. *Low- and High- TiO_2 flood basalts of Southern Brazil: origin from pocritic parentage and a common mantle source, Earth and Planetary Science Letters*, v. 84, p. 423-430.

Fossen, H. 2012. *Geologia Estrutural*. Oficina de Textos, Tradução: Andrade, F. R. D., São Paulo, 584 p.

Frank, H. T.; Gomes, M. E. B.; Formoso, M. L. L. 2009. *Review of the areal extend and te volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America*. *Geociências*, v.36 (1), p. 49-57.

Fujita, R. H.; Gon, P. P.; Stevaux, J. C.; Santos, M. L.; Etchebehere, M. L. 2011. Perfil longitudinal e aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41 (4), p. 597-603.

Fulfaro, V. J. 1996. *Geología del Paraguay Oriental. Magmatismo Alcalino em Paraguay Centro-Oriental. Relaciones com Magmatismo Coeval in Brasil*. Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (eds). Edusp/Fapesp, São Paulo, p.17-29.

Fúlfaro, V. J.; Saad, A. R.; Santos, M. V.; Vianna, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12 (4), p. 590-610.

Hack, J. T. 1973. *Stream-profile analysis and stream-gradient index*. *Journal Research of the U.S. Geol. Survey*, v.1 (4), p.421-429.

Hancock, P. L.; Barka, A. A. 1987. *Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey*. *J. Struct. Geol.*, v.9, p 573-584.

Hare, P. W.; Gardner, I. W. 1985. *Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica*. In: Morisawa M. & Hack J.T. (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.*

Harrington, H. J. 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. *Fac. Ci. Ex., Fis. Mat. Contr. Cient., Ser. E., Geología*.

Hasui, Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano de São Paulo. *Boletim de Geociências – USP*, v.6, p. 95-108.

Hasui, Y.; Gimenez, A. F.; Melo, M. S. 1978. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais..., Recife:SBG. v.1, p. 328-391.

Hennies, W. T.; Hasui, Y.; Penalva, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: 21º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais... p. 159-168.

Howard, A. D. 1967. *Drainage analysis in geologic interpretation: summation. Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, v. 5 (11), p. 2246-2259.

King, L. C. 1953. *Canons of landscape evolution*. Bull. Geol. Soc. America, 4: 721-732.

King, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18 (2), p. 147-266.

Licht, O. A. B. 2012. Estudos de produtos hidrovulcânicos no estado do Paraná. Projeto de mapeamento da Formação Serra Geral. Curitiba, MINEROPAR, 314 p.

Maack, R. 1947. Breves notícias dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*. Curitiba, v.2, p. 63-154.

Mancini, F. 1995. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação (Mestrado), 139 p.

Milani, E. J.; França, A. B.; Schneier, R. L. 1995. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8 (1), p. 69-82.

Milani, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozoica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese (Doutorado).

Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. Bol. Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15 (2), p. 265-287. 2007b.

Milani, E. J.; Ramos, V. A. 1998. Orogenias Paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 28 (4), p. 473-484.

Milner, S. C.; Duncan, A. R.; Whittingham, A. M.; Ewart, A. 1995. *Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silic units within the Paraná-Etendeka igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.69, p. 137-157.

MINEROPAR S. A. 2005. Mapa Geológico do Estado do Paraná, Escala 1:650.000. Curitiba-PR

Morales, N. 2005. Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Livre Docência), 201 p.

Morales, N. 2014. Indicadores cinemáticos deformacionais do granite Itapeti, região de Mogi da Cruzes – SP. UNESP, Geociências, v.33 (3), p.360-377.

Morgan, W. J. 1982. *Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Ocean. In: The Sea: The Oceanic Lithosphere*, Emiliani C. (edit.), v. 7, p. 443-487.

Nardy, A. J. R.; Oliveira, M. A. F.; Betancourt, R. H. S.; Verdugo, D. R. H.; Machado, F. B. 2003. Litoestratigrafia da Formação Serra Geral. Geociências, v. 21 (2), p. 15-32

Nardy, A. J. R.; Machado, F. B.; Oliveira, M. A. F. 2008. As rochas vulcânicas Mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: Litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. Revista Brasileira de Geociências, v. 38 (1), p. 178-195.

Nardy, A. J. R.; Rosa, M. C.; Luchetti, A. C. F.; Ferreira, M. L. C.; Machado, F. B.; Oliveira, M. A. F. 2011. Parâmetros físicos pré-eruptivos do magmatismo

ácido da província magmática do Paraná: resultados preliminares. *Geociências*, v. 30 (4), p. 575-588.

Nascimento, E. R. 2013. Morfotectônica e Origem das Morfoestruturas da Serra do Mar Paranaense. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese (Doutorado), 139 p.

Nascimento, E.R.; Salamuni, E.; Queiroz, G. L.; Silva, P. A. H.; Fiori, A. P. 2013. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v. 14 (3), p.287-299.

Norris, D. K.; Barron, K. 1969. *Structural analysis of features on natural and artificial faults*. In: Baer, A., Norris, D.K. (eds.) *Research in Tectonics*. Geol. Surv. Can. p. 58-62, 136-137.

Peate, D. W.; Mantovani, M. S.; Hawkesworth, C. J. 1988. *Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence*. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 18 (2), p. 212-221.

Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1992. *Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution*. *Bull. Volcanol*, v. 55, p. 119-139.

Peate, D. W. 1997. *The Paraná-Etendeka Province*. In: Mahoney JJ, Goffin M(eds) *Large Igneous Provinces*, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100, p. 217-245.

Petit, J. P. 1987. *Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. *J. Struct. Geol.* v. 9. p. 597-608.

Queiroz, G. L.; Salamuni, E.; Nascimento, E. R. 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Revista do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, São Paulo, v.14 (1), p. 69-80.

- Ramos, V. A. 1988. *The Tectonics of the central Andes: 30° to 33° latitude*. In: Clark, S. y urchfield, D. (eds.) *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America, *Special Paper*, v. 218, p. 31-54.
- Ribeiro, M. 1980. Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, Camburiú, p. 2709-2717.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado), 256 p.
- Riccomini, C. 1995. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: Relações com a tectônica Mesozoica-Cenozoica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25 (2), p. 79-84.
- Riccomini, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares Pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e área vizinhas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Livre Docência), 100 p.
- Riedel, W. 1929. *Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspalten*. *Zentrablatt für Mineralogie*, 1929b, p. 354-368.
- Roldan, L. F. 2007. Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na Região do Domo de Lages, SC. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 121 p.
- Ross, J. L. S. 1990. Geomorfologia: Ambiente e planejamento. 1ª edição, São Paulo, Contexto, 80 p.
- Rostirolla, S. P.; Assine, M. L., Fernandes, L. A., Artur, P. C. 2000. Reativação de peolelineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Domo de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 (4), p. 1-15.
- Sadowski, G. R. 1991. A Megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Salamuni, E. 1998 - Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese (Doutorado), 214 p.

Salamuni, E.; Ebert, H.D.; Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 469-478.

Salamuni, E; Nascimento, E. R.; Silva, P. A. H.; Queiroz, G. L.; Silva, G. 2013. Knickpoint Finder: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo. *Boletim Paranaense de Geociências*. v. 70, p. 200-208.

Salamuni, E; Nascimento, E. R. 2015. Nota explicativa do mapa neotectônico do sul do Brasil (PR-SC-RS). Relatório Interno do Grupo Neotectônica, 25 p.

Salvador, E. D. 1994. Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação (Mestrado), 129 p.

Salvador, E. D.; Riccomini C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil) *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25 (3), p. 151-164.

Scheibe, L. F.; Kawashita, K.; Gomes, C. B. 1985. CONTRIBUIÇÃO À GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO ALCALINO DE LAGES, SC. IN: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, Anais..., Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleos RS-SC e PR) p. 299-307.

Schumm, S. A. 1986. *Alluvial Rivers response to active tectonics, in Active Tectonics Studies in Geophysics, Washington, D. C., Nat. Acad. Press, p. 80-94.*

Self, S.; Thordarson, T.; Keszthelyi, L. 1997. *Emplacement of continental flood basalts flows*. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) *Large Igneous Provinces, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 100, p. 381-410.

Self, S.; Thordarson, T.; Keszthelyi, L.; Walker, G. L. P.; Hon, K; Murphy, M. T.; Long, P.; Finnemore, S. 1996. *A new model for the emplacement of Columbia*

River basalts as large, inflated pahoehoe lava flows fields. Geophy. Res. Lett. 23, p. 2689-92.

Silva, A. J. P.; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M., Bahia, R. B. C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília.

Silva, P. C. F. 1998. Tectônica rúptil da região entre Pilar do Sul e Votorantim, Sp. Revista Brasileira de Geociências, v. 28 (4), p. 485-494.

Silva, T. M. 2009. Superfícies Geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: Revisão teórico-conceitual. Geo UERJ, v. 20 (3), p. 1-22.

Soares, P. C.; Fiori, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aérea em geologia. Notícia Geomorfológica, Campinas, SP, v. 16, p. 71-104.

Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fúlfaro, V. J. 1978. *Tectonic cycles and sedimentar sequences in the brazilian intracratonic basins*. GSA Bulletin, v. 89, p. 181-191.

Soares, P. C.; Barcellos, P. E.; Cordas, S. M. 1982. Lineamentos em Imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais... v. 1, p. 143-167.

Soares, P. C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese (Professor Titular), 131p.

Stewart, I. S.; Hancock, P. L. 1994. *Neotectonics*. In: Hancock, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 370-409.

Strugalle, M.; Rostirolla, S. P.; Mancini, F.; Portela Filho, C. V. 2004. Compartimentação estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 34, p. 303-316.

Summerfield, M. A. 1991. *Global Geomorphology*. New York, John Wiley & Sons, 537 p.

Thiede, D. S.; Vasconcelos, P. M. 2008. *Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results*. 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Proc... Curitiba.

Thiede, D. S.; Vasconcelos, P. M. 2010. *Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results*. *Geology*, v. 38 (8), p. 747-750.

Trzaskos, B. 2006. Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese (Doutorado), 160 p.

Trzaskos, B.; Rostirolla, S. P.; Bocardi, L. B. 2007. Bandas de deformação em arenitos permocarboníferos da Bacia do Paraná. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15 (1), p. 27-43.

Uliana, M. A.; Biddle, K. J. 1988. *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18 (2), p. 172-190.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Thompson, J. C. G. 1977. *Seismic Stratigraphy and global changes of the sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap*. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p.63-81.

Valadão, R. C. 1998. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese (Doutorado), 243p.

Valeriano, M. M. 2008. TOPODATA – banco de dados geomorfológicos locais do Brasil. Disponível em: <http://dsr.inpe.br/topodata/>.

Weichel, B. L. 2006. Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná. Instituto de

Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese (Doutorado), 108 p.

Weichel, B. L.; Lima, E. F.; Lubachesky, R.; Sommer, C. A. 2006. *Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. Bulletin of Volcanology*, Heidelberg, v. 68, p. 599-610.

Wilcox, R. E.; Harding, T. P.; Seely, D.R. 1973. *Basin wrench tectonics. Bulletin American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, v.57, p.74-96.

Willis, B.; Willis, R. 1934. *Geologic Structures*. McGraw-Hill, 420p.

Zalán, P. V.; Conceição, J. C.; Wolff, S.; Astolfi, M. A.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; Zanotto, O. A.; Paumer, M. L., Marques, A. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Internal Report Gt-Os-009/85, PETROBRÁS (DEPEX-CENPES), Rio de Janeiro, 195 p.

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C.; Appi, V. T.; Marques, A.; Zanotto, O. A. 1990 - Bacia do Paraná, in: Raja-Gabaglia, Guilherme Pederneiras e Milani, Edilson José (org.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro, 34 p.